



SERVIÇO PÚBLICO FEDERAL
UNIVERSIDADE FEDERAL DE GOIÁS
INSTITUTO DE ESTUDOS SOCIOAMBIENTAIS
Programa de Pós-Graduação em Geografia

**INTERPRETAÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DE SÍTIOS
ARQUEOLÓGICOS EM SOLOS ARENOSOS: O CASO DO SÍTIO MT1
NA BACIA DO MÉDIO RIO TOCANTINS (TO).**

FERNANDA RODRIGUES DE LIMA

GOIÂNIA

2015

Interpretação paleogeográfica de sítios arqueológicos em solos arenosos: o caso do sítio MT1 na bacia do médio rio Tocantins (TO)

FERNANDA RODRIGUES DE LIMA

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Instituto de Estudos Socioambientais da Universidade Federal de Goiás, como requisito para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientadora: Profa. Dra. Selma Simões de Castro, UFG.

Coorientador: Prof. Dr. Lucas de Melo Reis Bueno, UFSC.

GOIÂNIA

2015

Ficha catalográfica elaborada automaticamente
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a), sob orientação do Sibi/UFG.

Lima, Fernanda Rodrigues de

Interpretação paleogeográfica de sítios arqueológicos em solos arenosos: [manuscrito] : o caso do sítio MT1 na bacia do médio rio Tocantins (TO) / Fernanda Rodrigues de Lima. - 2015.
179 f.: il.

Orientador: Profa. Dra. Dra. Selma Simões de Castro; co-orientador Dr. Dr. Lucas de Melo Reis Bueno.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Goiás, Instituto de Estudos Socioambientais (Iesa), Programa de Pós-Graduação em Geografia, Goiânia, 2015.

Bibliografia. Anexos.

Inclui mapas, gráfico, tabelas, lista de figuras.

1. Geoarqueologia. 2. Paleogeografia. 3. Processos geoambientais. 4. Paleodunas. I. Castro, Dra. Selma Simões de , orient. II. Bueno, Dr. Lucas de Melo Reis, co-orient. III. Título.

TERMO DE CIÊNCIA E DE AUTORIZAÇÃO PARA DISPONIBILIZAR AS TESES E DISSERTAÇÕES ELETRÔNICAS (TEDE) NA BIBLIOTECA DIGITAL DA UFG

Na qualidade de titular dos direitos de autor, autorizo a Universidade Federal de Goiás (UFG) a disponibilizar, gratuitamente, por meio da Biblioteca Digital de Teses e Dissertações (BDTD/UFG), sem ressarcimento dos direitos autorais, de acordo com a Lei nº 9610/98, o documento conforme permissões assinaladas abaixo, para fins de leitura, impressão e/ou *download*, a título de divulgação da produção científica brasileira, a partir desta data.

1. Identificação do material bibliográfico: **Dissertação** **Tese**

2. Identificação da Tese ou Dissertação

Autor (a):	Fernanda Rodrigues de Lima		
E-mail:	fernanda.rodrigueslima@yahoo.com.br		
Seu e-mail pode ser disponibilizado na página?	<input checked="" type="checkbox"/> Sim	<input type="checkbox"/> Não	
Vínculo empregatício do autor	Sem vínculo empregatício		
Agência de fomento:		Sigla:	
País:	UF:	CNPJ:	
Título:	Interpretação paleogeográfica de sítios arqueológicos em solos arenosos: o caso do sítio MT1 na bacia do médio rio Tocantins (TO).		
Palavras-chave:	Geoarqueologia, Paleogeografia, Processos geoambientais, Paleodunas		
Título em outra língua:	Paleogeographical interpretation of archaeological sites in sandy soils: the case of MT1 site in the basin of the middle Tocantins river (TO)		
Palavras-chave em outra língua:	Geoarchaeology, Paleogeography, Geo-environmental processes, paleodunes		
Área de concentração:	Natureza e Produção do Espaço		
Linha de Pesquisa:	Análise Ambiental e Tratamento da Informação Geográfica		
Data defesa: (20/11/2015)			
Programa de Pós-Graduação:	Programa de Pós-Graduação em Geografia		
Orientador (a):	Dra. Selma Simões de Castro UFG-IESA-GO		
E-mail:	selma.castro@uol.com.br		
Co-orientador (a):*	Dr. Lucas de Melo Reis Bueno UFSC-SC		
E-mail:	lucasreisbueno@gmail.com		

*Necessita do CPF quando não constar no SisPG

3. Informações de acesso ao documento:

Concorda com a liberação total do documento SIM NÃO¹

Havendo concordância com a disponibilização eletrônica, torna-se imprescindível o envio do(s) arquivo(s) em formato digital PDF ou DOC da tese ou dissertação.

O sistema da Biblioteca Digital de Teses e Dissertações garante aos autores, que os arquivos contendo eletronicamente as teses e ou dissertações, antes de sua disponibilização, receberão procedimentos de segurança, criptografia (para não permitir cópia e extração de conteúdo, permitindo apenas impressão fraca) usando o padrão do Acrobat.



 Assinatura do (a) autor (a)

Data: 30 /03/ 2016

¹ Neste caso o documento será embargado por até um ano a partir da data de defesa. A extensão deste prazo suscita justificativa junto à coordenação do curso. Os dados do documento não serão disponibilizados durante o período de embargo.

COMPOSIÇÃO DA BANCA DE DEFESA

Profa. Dra. Selma Simões de Castro
Orientadora

Prof. Dr. Luís Felipe Soares Cherem
Membro Titular (Interno)

Prof. Dr. Maximiliano Bayer
Membro Titular (Externo)

Prof. Dra. Elisa Soares Rocha Barbosa
Membro Suplente (Interno)

Profa. Dra. Karla Maria Silva de Faria
Membro Suplente (Externo)

AGRADECIMENTOS

Ainda que a elaboração de uma dissertação pareça solitária, reconheço a influência de professores, amigos e colegas, ajudando-me a concluir esta tarefa, e para os quais, gostaria de manifestar meus sinceros agradecimentos.

Em especial à Profa. Dra. Selma Simões de Castro, pela orientação, incentivo, ensinamentos, cuidadosa leitura do trabalho e apoio fundamental. Ao Prof. Dr. Lucas de Melo Reis Bueno, coorientador da pesquisa, pelas suas sugestões, preocupação, discussões, oportunidade e confiança em permitir pesquisar a região do Tocantins. Muito obrigada.

Ao Prof. Dr. Maximiliano Bayer, por compartilhar minhas dúvidas, pelas conversas e disposição em participar do trabalho de campo. Consideração à equipe do Laboratório de Geomorfologia, Pedologia e Geografia Física (LABOGEF), sobretudo ao seu coordenador, Prof. Dr. Márcio Henrique de Campos Zancopé, que permitiu o uso dos equipamentos para análise do material pedossedimentar, e aos colegas Elizon e Lucas, sempre dispostos a ajudar.

Reconhecimento ao corpo docente de Geografia da UFG, pelas contribuições científicas. À Profa. Dra. Elisa Soares Rocha Barbosa e ao Prof. Dr. Luís Felipe Soares Cherem, pelas críticas e sugestões no momento da qualificação. A Profa. Dra. Tereza Cristina Junqueira Brod, por permitir usar o microscópio do Laboratório de Mineralogia Aplicada e Microscopia (LAMINA). Também agradeço aos funcionários da secretaria do PPGeo e ao técnico do CPRM Cléber Ladeira, por discutir sobre a geologia da região de Miracema.

Aos colegas e amigos, Mariana Siqueira, Mariana Pavezzi, Maria, Héliá, Regiane, Lorryne, Daniele, Arielle, Joildes, Danilo, Karla, Simone, Waisten, Rogério, Malu, Juheina, Priscila, Wesley, Bruno, Nilton e todos com quem convivi neste período, pela companhia, desabafos, troca de conhecimento, risadas e momentos divertidos. Boas lembranças.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de estudo.

Ao Sr. Celson, motorista da UFG, pelo transporte, piadas e descontração na primeira viagem à região, e ao Sr. Fernando, ajudante de campo, que no sol escaldante do Tocantins, sempre pronto a abrir a trincheira. A Ariana Braga, pela ajuda na escavação e ao Fernando, proprietário da chácara, que permitiu tornar nossa hospedagem e estadia tão agradável.

Por fim, aos meus pais, pelo amor, conselhos e por sempre incentivarem e apoiarem meus estudos, e ao meu marido, João Luiz, companheiro de todas as horas, pelo amor, carinho, paciência, sofrendo e vibrando com minhas preocupações e conquistas. Agradeço a todos.

RESUMO

A partir da Geoarqueologia, disciplina que resulta da interface entre a Arqueologia e as Geociências, com ênfase na Geografia Física e Paleogeografia, bem como, nos processos de formação do registro arqueológico, esta pesquisa analisou fatores naturais que condicionaram a formação do sítio arqueológico Miracema do Tocantins 1 (MT1), atualmente sob domínio de Cerrado. O sítio, implantado sobre sedimentos arenosos na margem esquerda do médio curso do rio Tocantins, município de Miracema do Tocantins (TO), foi ocupado desde o Holoceno Inicial, há pouco mais de 10.000 anos AP, com intervalos de não ocupação. O presente estudo testou a ideia de que o substrato geológico do sítio era integrante de um suposto campo de paleodunas Quaternárias na região, atualmente descaracterizado pela cobertura de Cerrado e de solos que nele se desenvolveram. O estudo iniciou-se pela caracterização geoambiental da área, com ênfase na compilação e adaptação das informações sobre a geologia, pedologia e geomorfologia, seguido do levantamento de dados em campo, que incluiu a observação da paisagem, a exposição e descrição do substrato geopedológico, a coleta de material para análises físicas, pedostratigráficas e geocronológicas, além da observação de estruturas sedimentares visando identificar o substrato do sítio e os processos pós-deposicionais relacionado à pedogênese. Os estudos e as análises dos materiais geopedológico indicaram que o substrato rochoso é de natureza petrográfica sedimentar datado do Carbonífero Inferior, associada à sedimentação em ambiente úmido, de fácies marinha e fluvial, com ausência de estratificações cruzadas típicas de dunas eólicas; e que o material pedológico arenoso apresenta homogeneidade textural com domínio da fração areia média, é mal selecionado, com grãos subarredondados, subangulosos de alta esfericidade, mas de padrão assimetricamente positivo. A morfologia e constituição do solo exibiram processo pedogenético progressivo sem discordância litológica ou erosiva, com grãos expostos à radiação solar há cerca de 9.100 anos AP e 4.870 anos AP, segundo a datação LOE realizada. Concluiu-se que, o material arenoso do solo do sítio é proveniente da alteração do material de rochas herdadas das formações Carboníferas, dando origem ao Neossolo Quartzarênico, o qual foi retrabalhado no Holoceno por deslocamento gravitacional (coluvionamento) e processo eólico de baixa energia (não formou dunas), soterrando as camadas de ocupação arqueológica datadas de 10.530 anos AP e 5.980 anos AP.

Palavras-chave: Geoarqueologia, Paleogeografia, Processos geoambientais, Paleodunas.

ABSTRACT

From Geoarchaeology, discipline that results from the interface between Archaeology and Geosciences, with an emphasis on Physical Geography and Paleogeography, as well as the formation process of archaeological record, this research analyzed the natural factors that conditioned archaeological site formation of Miracema do Tocantins 1 (MT1), currently, under Cerrado domain. The site, seated on sandy sediments on the left bank, of the middle course of Tocantins river, Miracema do Tocantins (TO), has been occupied since the beginning of the Holocene, just over 10.000 years BP, with intervals of no occupation. This study tested the idea that, the geological substrate of the site was a member of a supposed Quaternary paleodunes field in the region, now mischaracterized by Cerrado coverage and soil that it developed. The study started by the environmental characterization of the area, with emphasis on compilation and adaptation of geology, pedology and geomorphology information, followed by data collection in the field, which included the observation of the landscape, the exposure and description of geopedological substrate, collecting material for physical, pedostratigraphics and geochronological analysis, and the observation of the sedimentary structures, to identify the site substrate and post-depositional processes related to pedogenesis. The studies and analysis of pedologic materials indicated that the bedrock's nature is sedimentary petrographic, dated from the Lower Carboniferous, associated with a wet environment sedimentation, of marine and fluvial facies; with absence of cross stratification, typical of wind dunes; and the sandy pedologic material exhibits textural homogeneity with medium sand fraction domain, is poorly sorted, of subrounded grains, sub-angular and high sphericity, but asymmetrically positive pattern. The soil morphology and composition exhibited progressive pedogenetic process without lithological or erosive discordance, with grains exposed to solar radiation at about 9.100 years and 4.870 years BP, according to OSL dating. In conclusion, the sandy material of the soil site comes from the change of the source material from rocks inherited from Carboniferous formation, giving rise to Quartzarenic Neosol, which was reworked during the Holocene by gravity displacement (colluvial deposition) and low-power wind process (not formed dunes), covering the layers of archaeological occupation dated from 10.530 years BP and 5.980 years BP.

Keywords: Geoarchaeology, Paleogeography, Geo-environmental processes, Paleodunes.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa geral de localização dos sítios arqueológicos líticos.....	20
Figura 2. Detalhe da localização do sítio MT1.....	21
Figura 3. Cascalheira da foz do rio Lajeado.....	24
Figura 4. Artefato plano-convexo.....	24
Figura 5. Perfil estratigráfico de sondagens da linha E1010 no sítio MT1.	25
Figura 6. Visão geral da área das sondagens arqueológicas realizadas no sítio MT1.....	27
Figura 7. Intervenções realizadas no sítio MT1 com localização das amostras para datação..	29
Figura 8. Modelo geral dos processos sucessivos da formação de dunas eólicas.	38
Figura 9. Classificação morfológica das dunas.	39
Figura 10. Classificação morfológica, desenho esquemático e setas indicativas dos ventos...	40
Figura 11. Tipos de estratificações e laminações.	41
Figura 12. Depósitos eólicos inativos de Roraima e baixo rio Negro (AM).	44
Figura 13. Depósitos eólicos inativos do médio rio São Francisco.....	45
Figura 14. Depósitos eólicos inativos do Pantanal.....	46
Figura 15. Localização das áreas de algumas pesquisas paleoambientais no Cerrado.....	51
Figura 16. Panoramas paleoclimáticos identificados no Cerrado.....	54
Figura 17. Climograma Miracema do Tocantins 2013.....	63
Figura 18. Climograma Miracema do Tocantins 2014.....	63
Figura 19. Diagramas de roseta da Estação Anemométrica de Palmas.....	65
Figura 20. Mapa A3 de geologia	67
Figura 21. Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba da região do sítio MT1.....	69
Figura 22. Disposição e espessura de sedimentos na bacia (Petri & Fúlfaro, 1983).....	69
Figura 23. Coluna estratigráfica de poço tubular.	73
Figura 24. Lineamentos estruturais nas proximidades do sítio MT1.	75
Figura 25. Visão geral do vale do médio rio Tocantins a partir da área do MT1.....	76
Figura 26. Alargamento da planície do rio Tocantins	77
Figura 27. Formas residuais na margem direita.	77
Figura 28. Morro paralelo com feição assimétrica.....	78
Figura 29. Detalhe do afloramento carbonífero.	78
Figura 30. Planície fluvial a jusante do reservatório do Lajeado.	79
Figura 31. Paleocanais identificados a leste do sítio MT1.	79
Figura 32. Mapa A3 de unidades do relevo.....	80

Figura 33. Mapa A3 formas do relevo.....	81
Figura 34. Mapa A3 de hipsometria	82
Figura 35. Mapa A3 de declividade.....	83
Figura 36. Mapa A3 de solos.....	86
Figura 37. Morfologia do rio Tocantins no trecho a jusante do eixo da usina do Lajeado.	89
Figura 38. Mapa A3 da rede de drenagem.....	91
Figura 39. Fluxograma das etapas da pesquisa.....	92
Figura 40. Modelo padrão de coleta de dados para elaboração de coluna estratigráfica.	95
Figura 41. Tabelas de comparação visual para análise morfoscóptica.	100
Figura 42. Reconhecimento do suposto campo de paleodunas da subárea MT.	104
Figura 43. Perfis topográficos elaborados para a área do sítio MT1.....	105
Figura 44. Imagens com visualização do substrato do sítio MT1.	107
Figura 45. Identificação de paleocanais nas proximidades do sítio MT1.	108
Figura 46. A: Campo de <i>demoiselle chapeau</i> ; B: Detalhe da feição na superfície erosiva; C: Perfil da superfície arenosa; D: Material arqueológico sobre as elevações em pedestal.	109
Figura 47. A: Camada ferruginosa; B: Perfil laterítico 1º plano; C: substrato rochoso.	110
Figura 48. Áreas selecionadas para identificação das estruturas sedimentares em campo. ...	110
Figura 49. Vista panorâmica ao sul da feição DN2 (observada a partir do topo) - ponto 3...	111
Figura 50. A: Visão geral do afloramento; B: Posição do afloramento na feição do relevo morros e morrotes assimétricos; C: fotomosaico e desenho ilustrativo do afloramento.	112
Figura 51. Perfil colunar estratigráfico identificado em campo.	113
Figura 52. Abertura da UE - A: método do teorema de Pitágoras; B: escavação da Qdr. 1; C: ampliação da UE.....	117
Figura 53. Coleta de amostra de carvão.	118
Figura 54. Registros do estudo do perfil - A: detalhe do duto; B: desabamento; C: recolha do sedimento.....	118
Figura 55. Posição da trincheira no sítio MT1.	119
Figura 56. Perfil de solo da unidade de escavação - parede sul - Quadra 1.	120
Figura 57. Identificação das lamelas na Quadra 1 - parede oeste do perfil de solo.	121
Figura 58. Coletas - A: amostras indeformadas (micro); B: amostras LOE; C: amostras deformadas.....	122
Figura 59. Alinhamento das sondagens realizadas na DN1 e DN2.....	123

Figura 60. Preparação das amostras deformadas. A: secagem; B: amostras separadas após peneiramento e C: granulômetro a laser de leitura das frações texturais.	124
Figura 61. Variação granulométrica em seção vertical da unidade litoestratigráfica.....	125
Figura 62. Amostras coletadas no perfil colunar.....	125
Figura 63. Amostras coletadas no afloramento da Formação Jaicós.....	126
Figura 64. Variação granulométrica de amostras de rocha coletadas.	126
Figura 65. Granulometria DN1: A - classe textural areia; Af - classe textural areia franca... 128	
Figura 66. Granulometria DN2: A - classe textural areia; Af - classe textural areia franca... 129	
Figura 67. Granulometria das amostras deformadas coletadas na trincheira do sítio MT1. ... 130	
Figura 68. Granulometria de amostra relativa à lamela coletada na trincheira do sítio MT1. 130	
Figura 69. Distribuição granulométrica trincheira - lado que tende para horizontal (setas). . 133	
Figura 70. Seleção das amostras DN1 e DN2 - A: Perfil 1; B: Perfil 2; C: Perfil 3; D: Perfil 4	135
Figura 71. Seleção das amostras na trincheira - (Ms) - amostras moderadamente selecionadas.	136
Figura 72. Assimetria da DN1 e DN2 - A: Perfil 1; B: Perfil 2; C: Perfil 3; D: Perfil 4 137	
Figura 73. Assimetria das amostras da trincheira do sítio MT1 - (Aps) - amostra aproximadamente simétrica..... 138	
Figura 74. Distinção entre areia pelo grau de assimetria e seleção na trincheira. 138	
Figura 75. Curtose da DN1 e DN2 - A: Perfil 1; B: Perfil 2; C: Perfil 3; D: Perfil 4. 140	
Figura 76. Curtose da trincheira no sítio MT1. 141	
Figura 77. Classes de arredondamento das amostras da DN1 e DN2. 142	
Figura 78. Grau de arredondamento da areia entre as sondagens exploratórias..... 143	
Figura 79. Exemplo da variabilidade morfoscópica das amostras: A - DN2/S1 - 0-20 cm; B - DN1/S1 - 60-80cm 145	
Figura 80. Feições microscópicas na superfície de algumas amostras..... 146	
Figura 81. Predomínio de quartzo: A - topo DN1: 100-120 cm; B: topo DN2: 100-120 cm. 147	
Figura 82. Peças líticas identificadas no sítio MT1 - A: Quadra 1; B: Quadra 2. 148	
Figura 83. Peça n°185 - A: profundidade; B: direção; C: vista geral; D: desenho com retiradas. 150	
Figura 84. Compartimentos geambientais de distribuição dos sítios líticos a céu aberto. 152	
Figura 85. Amostras coletadas: A: 1,20 m de profundidade e B: 2,20 m de profundidade ... 154	

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO.....	14
PARTE I – ARQUEOLOGIA NO MÉDIO RIO TOCANTINS.....	19
CAPÍTULO 1 – PANORAMA DA ARQUEOLOGIA NO MÉDIO RIO TOCANTINS ...	19
1.1 A localização da área de estudo	19
1.2 Sítios líticos e o contexto cultural de formação do sítio MT1	22
PARTE II – FUNDAMENTOS TEÓRICOS E CONCEITUAIS DA PESQUISA	30
CAPÍTULO 2 - SISTEMAS DEPOSICIONAIS, PALEOCLIMAS E SUAS RELAÇÕES COM O REGISTRO ARQUEOLÓGICO	30
2.1 A Geoarqueologia e os sítios em sedimentos inconsolidados e solos, com ênfase nos arenosos.....	30
2.1.1 Os processos naturais de formação de depósito arqueológico	30
2.1.2 A formação de ambientes eólicos.....	36
2.2 Os sistemas deposicionais eólicos inativos do interior do Brasil.....	44
2.3 Paleoclimas no Quaternário Tardio Brasileiro	48
2.3.1 Perspectivas e indicadores de reconstituição dos paleoclimas	48
2.3.2 Breve síntese dos cenários paleoclimáticos do Cerrado no Brasil Central.....	50
2.3.2.1 <i>Pleistoceno Superior - 100.000 a 11.500 anos AP</i>	55
2.3.2.2 <i>Holoceno - 11,5 mil anos AP até os dias atuais</i>	57
CAPÍTULO 3 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	62
3.1 Clima.....	62
3.2 Geologia	66
3.3 Relevo.....	76
3.4 Solos.....	84
3.5 Hidrografia	87
CAPÍTULO 4 - ABORDAGEM TEÓRICO-METODOLÓGICA DA PESQUISA.....	92
4.1 Uma revisão teórico-metodológica: o trabalho em gabinete.....	92
4.2 Estratégias de levantamento de dados em campo	94
4.3 Protocolos analíticos dos materiais	99
4.3.1 Caracterização física e mineralógica dos sedimentos.....	99
4.3.2 Análise geocronológica do depósito pedossedimentar.....	101

PARTE III - A MATRIZ DO SÍTIO ARQUEOLÓGICO MT1: CARACTERÍSTICAS GEOAMBIENTAIS, PEDOLÓGICAS E SEDIMENTOLÓGICAS.....	104
CAP. 5 SOLO, SUAS PROPRIEDADES E RELAÇÃO COM O MATERIAL LÍTICO .	104
5.1 Observações geoambientais e o solo.....	104
5.1.1. O reconhecimento geral da área de estudo visando à reconstituição paleoambiental.....	104
5.1.2 A descrição do perfil estratigráfico	110
5.1.3 O perfil de solo estudado: descrição morfológica	117
5.1.4 As intervenções na área visando a coleta do material pedossedimentar	122
5.2 Os resultados analíticos dos constituintes do solo	124
5.2.1 Propriedades físicas e minerais	124
5.2.1.1 <i>Identificação e classificação textural</i>	124
5.2.1.1.1 Atributos granulométricos do perfil estratigráfico	124
5.2.1.1.2 A granulometria nas sondagens exploratórias.....	127
5.2.1.1.3 A classificação textural do perfil de solo estudado	129
5.2.1.2 <i>Tratamento estatístico de distribuição granulométrica dos sedimentos</i>	131
5.2.1.2.1 Diâmetro médio e seleção	131
5.2.1.2.2 Assimetria e Curtose	136
5.2.1.3 <i>Morfometria, exoscopia e mineralogia dos sedimentos</i>	142
5.2.2 O material lítico no solo: profundidades e características arqueológicas gerais	147
5.2.3 As datações de Luminescência Opticamente Estimulada do solo.....	152
CAP. 6 - UMA DISCUSSÃO GEOARQUEOLÓGICA SOBRE O SÍTIO MT1.....	156
CONCLUSÕES	162
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	166
ANEXOS	180

INTRODUÇÃO

A Arqueologia tem como objeto central de investigação a análise da cultura material, que corresponde aos vestígios de sociedades humanas pretéritas. Mas, o conjunto de vestígios vai além dos objetos, porquanto o que interessa aos pesquisadores são as sociedades humanas que produziram estes artefatos. Logo, integram aos testemunhos arqueológicos os resíduos orgânicos, as deposições sedimentares ou quaisquer outras amostras de origem antrópica, inclusive aquelas que representam elementos na paisagem (BARRETO, 2010). A paisagem, aliás, categoria bastante abordada em estudos geográficos, a qual entre várias perspectivas compõem aspectos físicos e antrópicos e que revelam inter-relações no tempo e no espaço.

Esta pesquisa foi encaminhada na perspectiva de conjunção de conhecimentos da Geografia com os da Arqueologia, quanto às discussões sobre o meio físico e as paisagens naturais que grupos caçadores-coletores viveram às margens do rio Tocantins, desde pouco mais de 10 mil anos AP¹ (BUENO, 2005), pois que tratou da reconstituição geoambiental de um sítio pré-colonial² do Centro-Oeste Brasileiro, atualmente em condições de Cerrado.

Em geral, a reconstituição de características geoambientais de uma dada paisagem possibilita refletir sobre as potencialidades do ambiente que favoreceram as escolhas locais de grupos humanos pretéritos. Ademais, a vida de caçadores-coletores dependia de recursos naturais associados às formas de interação e culturalização com a paisagem e ao estabelecimento de relações sociais amplas. No presente caso, de como os grupos se estabeleceram no tempo e espaço, para a ocupação do Cerrado no Brasil Central.

A área estudada integra sítios identificados entre 1998 a 2002 por De Blasis e Robrahn-González no Tocantins, nas etapas de Resgate do Patrimônio Arqueológico da Usina Hidrelétrica do Lajeado e da Linha de Transmissão da usina à subestação de Miranorte, no âmbito do Estudo de Impacto Ambiental (BUENO, 2005). Na região, que inclui mais de 400 sítios, alguns foram trabalhados por pesquisadores do Departamento de Pós-Graduação do Museu de Arqueologia e Etnologia da Universidade de São Paulo - MAE/USP. Dentre estes trabalhos merecem destaque: a análise de Berra (2003) sobre a arte rupestre na Serra do Lajeado, relacionada à ocupação lítica e de grupos ceramistas; o estudo de Bueno (2005) sobre a variabilidade tecnológica de sítios líticos compostos por arenito silicificado fino e médio, sílex, quartzito e quartzo; a pesquisa de Morales (2005) na bacia do córrego Água Fria

¹ O termo anos AP (antes do presente) é convenção desde 1950, em menção à técnica de datação por Carbono 14 e utilizado nesta pesquisa porque as idades em arqueologia são reportadas em anos de radiocarbono.

² Sítio pré-colonial e/ou pré-histórico refere-se às ocupações humanas no continente americano no período anterior à chegada dos europeus, em fins do século XV.

e a investigação de Oliveira (2005) acerca da interação cultural entre grupos ceramistas identificados. A leitura desses trabalhos sugeriu que vários grupos se sucederam na região, de caçadores-coletores até ceramistas, e permitiu constatar que os resultados são iniciais, sendo necessário seguir novas pesquisas, dentre elas a caracterização paleoambiental.

Bueno (2005) pesquisou uma área extensa, que se estende da margem do rio Tocantins, prossegue em seus terraços até chegar à Serra do Lajeado. O autor demonstrou diversidade e concentração de ocupações compondo mais de 200 sítios, líticos e cerâmicos, tanto a céu aberto como em abrigos com gravuras e pinturas rupestres, estas, concentradas na serra. O autor estabeleceu um quadro regional de ocupação com datações radiocarbônicas (^{14}C) associadas à análise da tecnologia lítica. O primeiro período remonta o Holoceno Inicial - (Horizonte 1: 10.530 +/- 90 e 8.980 +/- 70 AP); o segundo o Holoceno Médio - (Horizonte 2: 5.980 +/- 50 e 5.010 +/- 70 AP); o terceiro e quarto Holoceno Tardio - (Horizonte 3: 2.450 +/- 40 e 1.440 +/- 60 AP) sítios líticos recentes e o (Horizonte 4: 1.530 +/- 60 e 510 +/- 40 AP) sítios cerâmicos. Contudo, nem todos os sítios exibem todos os Horizontes de ocupação.

No mesmo estudo, Bueno (2005) dividiu a região em cinco subáreas arqueológicas: (1) Capivara, (2) Lajeado-Mares, (3) Pilões-Surucuiu, (4) Mirindiba e (5) Miracema do Tocantins (MT), com base na densidade, diversidade dos sítios, vestígios e características ambientais. Assim, a presente pesquisa priorizou os sítios líticos da subárea MT, interpretados como a céu aberto, assentados em depósito arenoso inconsolidado e integrantes de um suposto campo de paleodunas eólicas na região, hoje bastante descaracterizado pela cobertura de Cerrado e de solos que nele se desenvolveram. A subárea MT inclui 14 sítios, mas este estudo destacou apenas o sítio MT1, devido ser o mais bem contextualizado em termos cronológicos.

O sítio MT1 foi pesquisado e amostrado em três ocasiões: (1) coleta de superfície em 1999; (2) sondagens no ano 2000, visando observar a dispersão espacial e distribuição estratigráfica dos vestígios, totalizando 24m² de área escavada em 18 sondagens de 1m², uma de 2m² e uma de 4m² e (3) sondagens em 2002, para entender a dispersão dos vestígios, coletar mais material lítico e amostras para datação, somando 32m² de área escavada em 22 sondagens de 1m², uma de 2m² e duas de 4m² (BUENO, 2005). Nesta última, foi feito um transecto entre o MT1 e MT2, distantes 400 m, com complementação de mais três sondagens de 1m² no sítio MT2. Convém esclarecer que a área inicial de uma sondagem é de 1m², mas a profundidade pode variar e chegar até onde desaparecerem os vestígios arqueológicos.

Todas as sondagens arqueológicas no sítio MT1 foram realizadas de 10-10 cm tomados como níveis artificiais de controle estratigráfico. A área total escavada foi de 56m², a

dispersão dos vestígios de 150 x 80m e sua área central de 80 x 10m (BUENO, 2005). Segundo o autor, nos sítios estratificados da subárea MT o pacote arqueológico tem até 3,5 m de profundidade. Conforme esse estudo, neste sítio, com a distribuição do material lítico em estratigrafia e as características dos sedimentos, foram reconhecidos dois Horizontes de ocupação confirmados pelas datações de ^{14}C : (Horizonte 1) - 10.530 anos AP a partir de 150 cm de profundidade e (Horizonte 2) - 5.980 anos AP de 70 a 150 cm. Entre estas camadas posicionam-se níveis intercalados sem ocupação, embora uma das amostras de carvão obteve data por volta de 1.320 anos AP a 60 cm, contudo, sem associação com material arqueológico.

A pesquisa de Bueno (2005) permitiu levantar questões importantes, dentre elas, por exemplo, a maior espessura do pacote arqueológico no Horizonte 1, o que pode, representar reocupações ou processos pós-deposicionais; não se sabe se há uma única ocupação ou dois períodos encobertos por processos pós-deposicionais, os quais inclusive podem ter afetado a posição do material arqueológico, com a migração ascendente de microlascas de retoque. Pelo exposto, o objetivo geral desta pesquisa foi identificar os fatores naturais de formação do registro arqueológico do sítio MT1. Contudo, este propósito envolveu uma problemática inicial, o desconhecimento do substrato dos sítios de MT. Nesse sentido, várias questões se colocaram: Qual a matriz geológica? Houve continuidade ou hiato ocupacional entre os níveis arqueológicos? Ocorreram processos pós-deposicionais como pedogênese ou outros?

Para a primeira pergunta, uma das hipóteses baseou-se nos resultados da pesquisa arqueológica, quando pela morfologia e composição arenosa, em que Bueno (2005) afirmou que o substrato deposicional do sítio em questão poderia ser ambiente dunário tipo desértico do Quaternário, e também porque, no Horizonte 3 foram observadas linhas de matéria orgânica com variações de espessura, interpretadas por ele como evidência da estabilização da duna, delineando sua morfologia pretérita e marcando presença de cobertura vegetal savânica mais densa. Tal interpretação encontra respaldo na literatura da região, como na descrição do mapa geológico do Tocantins (IBGE, 2007), pois os pacotes arenosos foram tratados como cobertura eólica holocênica, composta por areia bimodal, bem arredondada, grãos foscos, granulação fina a média, exibindo estratificação cruzada de médio a grande porte e superfícies de deflação, características comuns em material de origem eólica (SUGUIO, 2003).

Ainda segundo Bueno (2005), durante a ocupação humana no sítio, a duna estaria em formação ou migração, embora não contínua, dado que ocorrem níveis de não ocupação, intervalos que podem representar pequenas oscilações do clima, sobretudo mais seco. Neste caso, preliminarmente é importante salientar, que as pesquisas sobre paleoclimas no Brasil

indicaram que no Holoceno Inicial e Médio o Cerrado apresentava umidade intercalada por estágios de aridez e, neste cenário, períodos de ocupação do sítio poderiam coincidir com interrupção da atividade eólica. Desta forma, com a maior umidificação do clima e tropicalização do bioma, ocorreria a estabilização das dunas e colonização por cobertura vegetal savânica - Cerrado (LIVINGSTONE e WARREN, 1996; PYE e TSOAR, 2009).

Contudo, há outras teorias conflitantes com esta hipótese, pois a descrição da geologia da área contida no relatório do RadamBrasil (1981) não indicou condições eólicas para o citado material arenoso, mas os interpretou como provenientes da alteração do material de origem e/ou rochas herdadas da Formação Piauí, do Carbonífero da Bacia do Parnaíba. Logo, mesmo que esta unidade seja interpretada pelos autores como ambiente com contribuição eólica sob clima semiárido, constituída por dunas, exibindo estratificação cruzada e composta de arenitos finos e siltitos, seria substrato mais antigo (Carbonífero) que o sítio (Holocênico). Logo, poderiam até tratar-se de dunas, porém não Holocênicas como pensado inicialmente.

Por outro lado, esse argumento sobre o MT1 levou a uma outra suposição, derivada do fato do sítio estar enterrado até cerca de 2,5 m, separados por volumes intercalados estéreis, ou seja, o sítio pode ter sido ocupado pela primeira vez no Holoceno Inicial e depois soterrado por processo pós-deposicional após cessar a ocupação, pois microlascas a 2,5 m indicam um possível recobrimento por material coluvial, já correlativo de ambiente tropical subúmido.

Todavia, um fato é relevante, o sítio MT1 é estratificado, enterrado e apresenta boas condições para análise estratigráfica, podendo contribuir para elucidar as divergências apresentadas. Para tanto, tornou-se necessário identificar seu substrato e, ao mesmo tempo, reconhecer os processos deposicionais e pós-deposicionais atuantes, como resposta à dinâmica de ocupação e ação de agentes naturais, já que a mobilidade deste tipo de depósito inconsolidado pode promover o deslocamento do material arqueológico, horizontal ou verticalmente, contra ou a favor do vento, e pode alterar a confiabilidade das idades estabelecidas para o registro arqueológico com base nas amostras de carvão datadas por ^{14}C .

Assim, ao se confirmar processo eólico seria importante esclarecer sua idade mais provável, pois em região relativamente próxima encontra-se o ambiente dunário do Jalapão, ainda ativo. Estudos demonstraram que as origens destas dunas são atípicas e provavelmente associadas ao desgaste natural das rochas sedimentares das escarpas da serra do Espírito Santo. “Há evidências de estreita relação entre a escarpa erodida da serra e as dunas: coloração, proximidade espacial e “alcova” na escarpa evidenciando retirada do sedimento” (SEPLAN, 2003, p. 56). Observam-se sobre estas dunas marcas de ondulações confirmando

tratar-se de dunas recentes e no lado noroeste indícios de estabilização pela presença de gramíneas. E igualmente não muito distante, as cinco gerações do campo de dunas do rio São Francisco, com datações desde 28.000 anos AP até o Holoceno Tardio, há 900 anos AP.

Desta forma, com a possibilidade desse fenômeno não ser único no tempo e no espaço na região, é provável que o clima nem tenha sido desértico. De qualquer modo coube a questão: teriam os grupos humanos migrado para o médio Tocantins à medida que a savana se instalava e garantia ambientes mais propícios à ocupação? Além do que, pela intercalação de níveis estéreis, a pesquisa também buscou assimilar possíveis mudanças ao longo do tempo, sobretudo nos dois períodos de ocupação do sítio, para reconhecer os atributos físicos, através de características reliquiais da paisagem, que teriam influenciado a ocupação.

Esse tipo de pesquisa enquadra-se numa disciplina denominada de Geoarqueologia, que resulta da interface entre Geociências Aplicadas (incluindo Geografia Física) e Arqueologia, e uma de suas finalidades é ajudar a compreender como se formaram depósitos arqueológicos e as relações entre os grupos pretéritos e o ambiente à sua volta. Mais especificamente, o presente estudo foi enquadrado nos processos de formação do registro arqueológico de Schiffer (1972), uma abordagem teórico-metodológica em que os fatores ambientais são fundamentais na análise, pois alteram ou preservam os vestígios. Concepções e discussão sobre esta disciplina foram apresentadas no capítulo da revisão, mais adiante.

Assim, a presente pesquisa situou-se no contexto de análise geoarqueológica, devido objetivar a identificação dos fatores naturais de formação do registro arqueológico, no caso do sítio MT1, como citado anteriormente. Teve como objetivos específicos:

1. Identificar a geocronologia do substrato do sítio MT1, de modo a correlacioná-la aos registros arqueológicos da área e as condições paleoclimáticas atuantes;
2. Caracterizar analiticamente o material pedossedimentar do sítio MT1 visando identificar a natureza e provável origem do substrato dos registros arqueológicos, considerando as diferentes deposições correlativas do sítio mapeado;
3. Avaliar as características geoambientais da paisagem atual, de modo a identificar a distribuição dos recursos naturais, em especial dos que serviram como área fonte para a produção de artefatos líticos pelos grupos;
4. Reconhecer fatores deposicionais e pós-deposicionais que teriam atuado no sítio MT1, pelo estudo do solo, bem como sedimentológico, visando caracterizar a origem, tipos de deposição e camadas intercaladas estéreis entre os registros e que recobriram a ocupação mais recente.

CAPÍTULO 1 – PANORAMA DA ARQUEOLOGIA NO MÉDIO RIO TOCANTINS

1.1 A localização da área de estudo

Embora o objetivo geral da pesquisa fosse identificar os fatores naturais (ambientais) de formação do sítio MT1, foi estabelecida a delimitação mais geral da área de estudo, pois se considerou importante demarcar a localização dos demais sítios líticos a céu aberto da bacia do médio rio Tocantins. Logo, referiu-se à região que contem as subáreas arqueológicas, como a seguir:

- Capivara: município de Palmas, 30 km ao sul (e a montante) da Usina do Lajeado;
- Lajeado-Mares: maior número e densidade de sítios da região, englobando o eixo da barragem da usina no município do Lajeado;
- Mirindiba: margem direita e esquerda do Tocantins e a jusante da subárea Capivara;
- Pilões-Surucuiu: sítios da margem esquerda, próximo ao córrego Surucuiu e da margem direita, associados a córregos que nascem na encosta da Serra do Lajeado;
- Miracema do Tocantins: área mais ao norte, não inundada pelo reservatório por situar a jusante do eixo da barragem, incluindo os sítios sobre sedimentos inconsolidados, além do sítio Funilinho, Córrego das Pedras e Serrinha (Figura 1).

E especificamente, correspondeu à subárea MT, onde situam os sítios em supostas paleodunas, em especial o MT1, posicionado cerca de 1 km da margem esquerda do rio Tocantins, porção central do Estado, município de Miracema do Tocantins (TO) (Figura 2). Dista 78 km a norte de Palmas e abrange uma área de 2.656 km², inserido na sua Região Metropolitana. Os municípios limítrofes são Miranorte, Rio dos Bois, Porto Nacional, Palmas, Paraíso do Tocantins, Tocantínia, Lajeado, Barrolândia, Dois Irmãos do Tocantins e Miranorte. Próximo ao sítio se situa um território indígena Xerente, grupo etnográfico falante de dialetos da família linguística Jê, cujo território é constituído das Terras Xerente e Funil, separadas pela cidade de Tocantínia. Pela historiografia oficial, os primeiros contatos com as populações não indígenas ocorreram no século XVII, com a chegada das bandeiras ao Centro-Oeste (ISA, 2010). Para Morales (2007), grupos que ocuparam o médio Tocantins em época imediatamente anterior à colonização europeia são provavelmente antepassados dos Xerente.

Convém ressaltar que, na subárea MT, os domínios morfoestruturais pertencem à Bacia Sedimentar do Parnaíba e aos Depósitos Sedimentares Inconsolidados e configuram um

relevo plano a suave ondulado, com baixos declives e diversas feições morfológicas residuais tabulares no compartimento geomorfológico da Depressão Longitudinal do médio Tocantins. Estas características ambientais e fisiográficas regionais foram mais aprofundadas no Capítulo 3, mas compete observar também que, as margens do rio Tocantins são diferentes, a direita associada a Serra do Lajeado e a esquerda a um relevo suave ondulado, rebaixado em relação a esta. Conforme a Figura 1 pode-se dizer que os sítios a céu aberto praticamente margeiam o Tocantins, sobretudo na sua margem esquerda, onde o relevo é suave, embora os de MT se posicionaram um pouco mais distantes da margem. Certamente um dos fatores de concentração, mas não exclusivo, associa-se à maior disponibilidade de recursos naturais.

Figura 1. Mapa geral de localização dos sítios arqueológicos líticos.

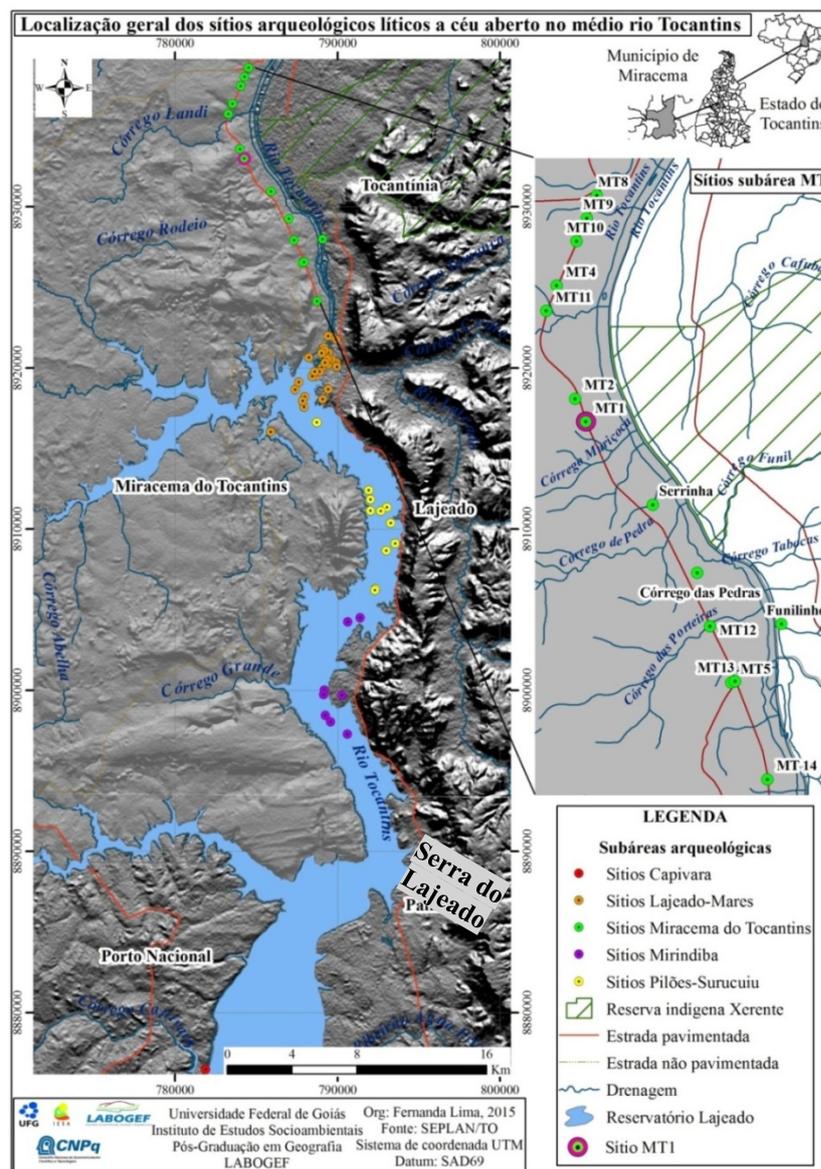
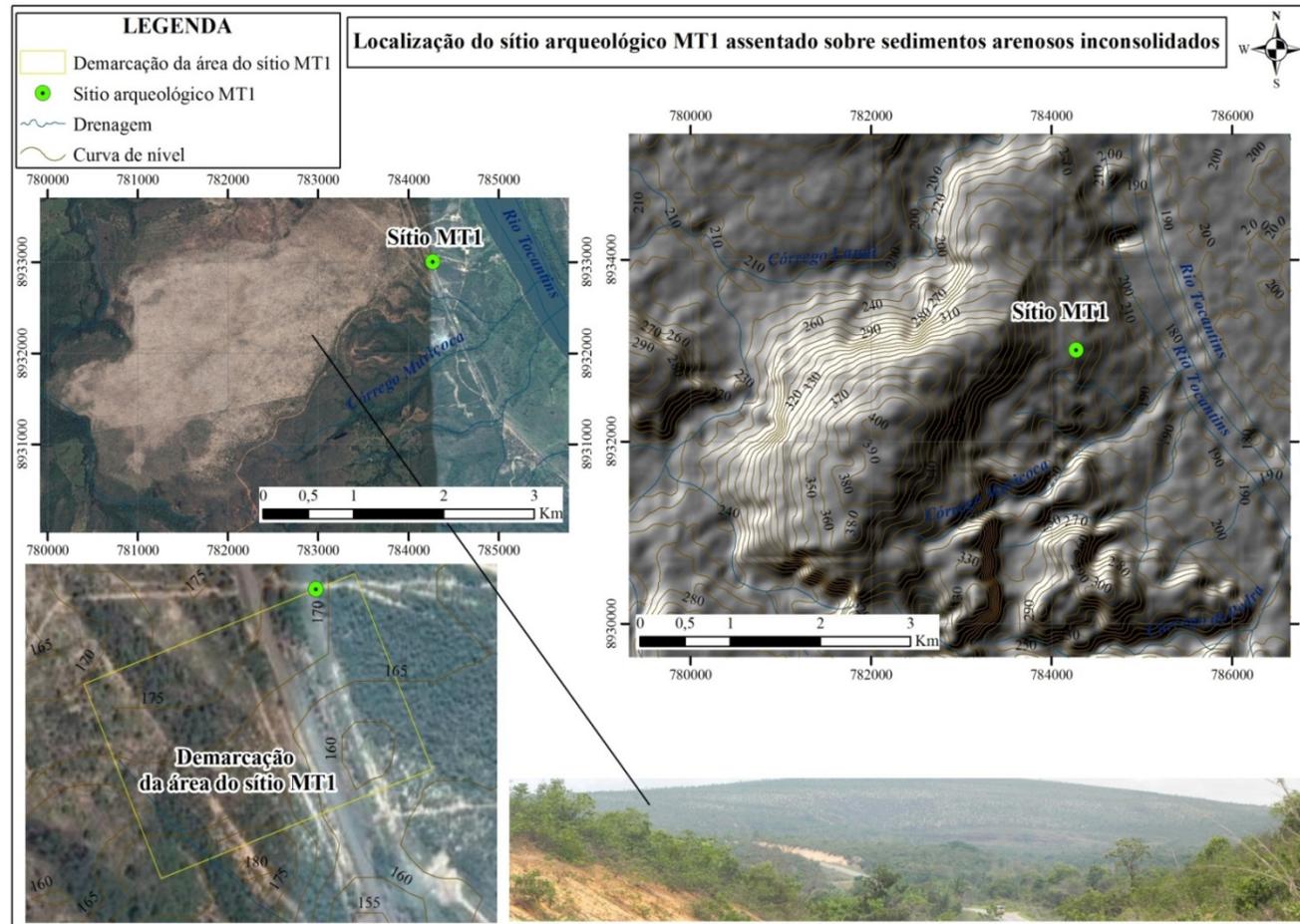


Figura 2. Detalhe da localização do sítio MT1.



Org.: Fernanda Lima, 2015.

1.2 Sítios líticos e o contexto cultural de formação do sítio MT1

Como exposto, a pesquisa teve como principal interesse, sítios líticos a céu aberto, que aproximadamente de 10.530 a 1.440 anos AP, em diferentes épocas, foram ocupados, segundo Bueno (2006), por grupos com estratégias específicas de apropriação e ocupação do ambiente. “Estas especificidades decorrentes de fatores que envolvem não só distribuição dos recursos, mas formas de compreensão e culturalização da paisagem [...]” (BUENO, 2006, p. 54).

No geral, a ocupação do Brasil Central na transição Pleistoceno-Holoceno e no Holoceno Médio foi intensa e tem sido pesquisada, sobretudo em abrigos. Mas, para Bueno (2013), estudar sítios a céu aberto é essencial para o melhor entendimento das ocupações pretéritas, dos padrões de subsistência e formas de apropriação territorial. Até porque, a maior parte das atividades deveria ocorrer a céu aberto, e mesmo pelo fato do sítio MT1 apresentar boas condições de análise, contrariamente o que ocorre em grande parte das áreas interioranas do país, vez que, os processos erosivos resultantes de intensa precipitação que caracterizou algumas áreas na transição Pleistoceno-Holoceno, devem ter destruído boa parte dos vestígios (PROUS, 1997). Portanto, por razões específicas, seja o material mais resistente (lítico) ou a deposição rápida de sedimentos no sítio, possibilitou o reconhecimento dos vestígios.

Conforme ainda Bueno (2005, p. 26) “aspecto recorrente no contexto do Brasil Central são os sítios superficiais de grandes extensões, normalmente compostos exclusivamente por material lítico”. Este cenário, segundo o autor, se constitui de vestígios aparentemente de diferentes períodos de ocupação formando um intrincado palimpsesto. Aliás, esta quantidade de artefatos em vários sítios da região central do Brasil já deve traduzir uma densidade de população razoavelmente grande (PROUS, 1997).

Inserida no contexto do Brasil Central, a região do médio rio Tocantins apresenta diversidade arqueológica que permitiu Bueno (2005) propor sua divisão em subáreas e discutir cada uma, visando compreender a variabilidade cultural entre sítios líticos, organização tecnológica associada, e em consequência, a dinâmica de ocupação da região. Isto posto, ele ressaltou possibilidade de refletir sobre dois enfoques de análise, o sincrônico, isto é, grupos distintos ocupando a mesma área em diferentes momentos e o diacrônico, sítios com funções distintas. Resumidamente, as características das subáreas são apresentadas:

- Capivara: Sítios assentados em terraços do rio Capivara ou Tocantins. Apenas o sítio Capivara 5 apresentou amostra considerável de material lítico, desde a superfície até 1,90 m de profundidade e os três períodos de ocupação. As peças são constituídas de lascas simples de quartzito e de retoque em arenito silicificado. O arenito silicificado fino foi mais utilizado

no Horizonte 1 de ocupação, pela presença de lascas de menor superfície cortical, isto é, podem relacionar-se às etapas finais de produção, chegando ao sítio pré-trabalhada.

- Lajeado-Mares: Sítios em praias ou ilhas do rio Tocantins, rampas ou colinas na margem direita, morrotes arenosos na sua margem esquerda e em baixos terraços nas duas margens. Há uma área encachoeirada com grande quantidade de blocos e pequenas ilhas no leito do rio Tocantins, material lítico disperso, gravuras em blocos de arenitos e de granitos e extensos afloramentos ao longo das praias, com seixos de tamanho e litologia diversa, o que reflete em uma área potencial como fonte de matéria-prima. A área representa as primeiras etapas de lascamento incluindo peças de grande porte como núcleos e lascas corticais.

- Mirindiba: Subárea em que dois sítios foram mais trabalhados na margem direita do rio Tocantins (Mirindiba 3 em colina ampla) e (Mirindiba 4 em baixo terraço), mas sem datação. Já na margem esquerda, em terraço atual do rio, o sítio Emas 2 foi trabalhado de modo mais sistemático. O material apareceu em maior quantidade a 50 cm e se estendeu até 1,20 m. Não houve indícios de mudança tecnológica e as características foram semelhantes às indústrias encontradas nos sítios cerâmicos da região. Foi obtida datação ^{14}C por amostra de carvão a 1,5 m, junto à estrutura de combustão associada a seixos de quartzo e quartzito queimados, que remete ao período mais recente - 2450 +/- 40 AP, reforçando hipótese de continuidade entre o padrão tecnológico das indústrias de sítios líticos tardios e primeiros sítios cerâmicos.

- Pilões-Surucuiu: Subárea em que sítios da margem esquerda estão em relevo mais elevado como morros e morrotes entrecortados por pequenos riachos que nascem na serra dos Pilões e correm em direção ao rio Tocantins. Apenas um sítio foi trabalhado de modo mais intensivo (Surucuiu 3), com grande quantidade de vestígios dispersos em superfície como lascas de preparo, por isso pode ter sido reocupado. Na margem direita, houve ocorrência de sítios distintos em tamanho e densidade de vestígios, estes, sobretudo em quartzito.

- Miracema do Tocantins: No sítio Serrinha foi identificada uma grande quantidade de vestígios de grande porte, relacionados às etapas iniciais do lascamento, indicando, claramente, o uso do local como exploração e fonte da melhor matéria-prima da região. Já para a subárea estudada (MT1), características mais específicas discutidas a seguir.

No sítio MT1, o Horizonte 1 de ocupação revelou um conjunto artefactual diversificado, baseado em estratégias de curadoria³ e expediente⁴. Na curadoria a seleção das melhores matérias-primas ocorreu em locais onde eram abundantes. Este fato foi observado

³Alto investimento tecnológico dado à produção e manutenção dos artefatos, elaborados com as melhores matérias-primas da região (finas e homogêneas); de maior duração; reutilizados e pouco descartados, por isso, também associados à antecipação ao uso.

⁴Artefatos produzidos para atender necessidades imediatas e com utilização de matérias-primas variadas.

nas cascalheiras da foz do Lajeado, onde Bueno (2005) identificou trabalho nos seixos buscando produção de suportes que poderiam ser transportados, retrabalhados em outras áreas para desempenhar diversas atividades (Figura 3). Nesse Horizonte notou-se a produção de grandes raspadores plano-convexos, artefato típico do final do Pleistoceno e Holoceno Inicial em várias regiões do Brasil Central, os quais, para Dias (2003), foram *fósseis guias* na descrição das coleções líticas dos pesquisadores nas décadas de 1970 e 1980, determinando um quadro difuso de fases e tradições pré-cerâmicas. Como nos demais lugares onde foram registrados, no Tocantins este artefato deixou de aparecer a partir do Horizonte 2 (Figura 4).

Figura 3. Cascalheira da foz do rio Lajeado.



Figura 4. Artefato plano-convexo.



Este panorama, que mostrou o uso de ferramentas mais sofisticadas e ao mesmo tempo toscas, corroborou a diversidade de matérias-primas aproveitáveis e, além disso, confirmou uma tendência observada em outras regiões centrais do país, isto é, a de escolhas culturalmente determinadas. Cenário que, para Dias (2004), reforça a diversidade de estratégias e respostas das populações frente às mudanças na ocupação do território, desde o Holoceno Inicial.

Apesar das diferenças entre Horizonte 1 e 2, Bueno (2005) mostrou mais continuidade do que mudanças. Contudo, no Horizonte 2 prevaleceu a estratégia expediente e os suportes, na maioria, foram constituídos de grandes lascas e pontas-de-projétil, inclusive fragmento com quartzo hialino. Segundo Bueno (2005), no MT1 dominaram microfragmentos e microlascas normalmente associados às lascas de outras matérias-primas ou, quando da mesma matéria-prima, não indicaram trabalho que possa ter gerado microlascas de retoque. Porém, no Horizonte 1 foi comum microlascas de retoque, não só da mesma matéria-prima, mas um conjunto de lascas que indicou a produção de artefatos e atividades mais finas.

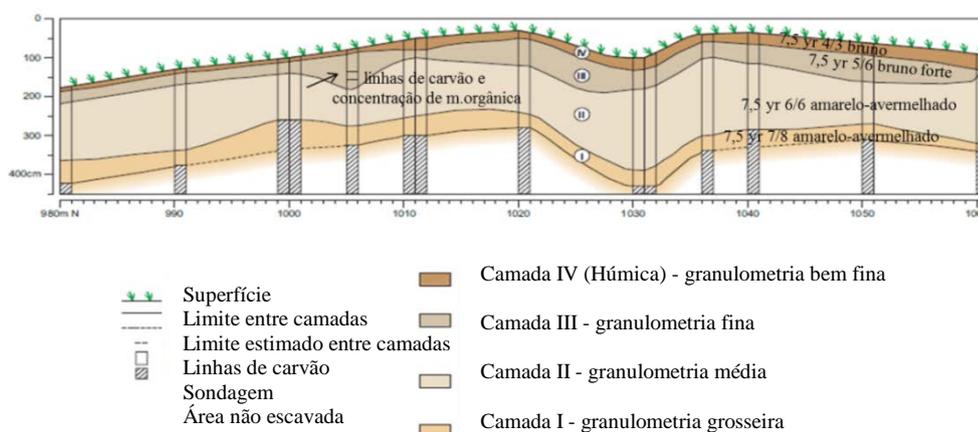
Vale ressaltar que esta variabilidade entre os Horizontes de ocupação, como observada pela análise do material lítico, pode ser mais bem compreendida quando empregada uma

abordagem que considere a inter-relação dos sítios como unidades que compõem um sistema de assentamento (DIAS, 2003). Para a autora, adotar o viés contextual proporciona mais possibilidades, além do *artefato guia*. Esta ideia foi defendida por Isnardis (2007), quando este propôs o não isolamento do material lítico e único testemunho humano, ou seja, é preciso compreender outros elementos do registro arqueológico, porque mudanças nos artefatos podem indicar alterações no modo de vida das populações e na ocupação do território.

No caso do sítio MT1, de 10.873 artefatos resgatados, 60% foram identificados em unidades de escavação na sua porção central (BUENO, 2013). Os vestígios líticos foram caracterizados como segue: 90 a 120 cm de profundidade - artefatos em quartzo e quartzito e 170 a 220 cm - a maioria dos artefatos foram produzidos em arenito silicificado fino e quartzito, ocasionalmente quartzo e sílex de boa qualidade.

No contexto de formação do sítio, também é importante abordar o perfil estratigráfico exposto por Bueno (2005), e que pode ajudar a entender os processos naturais atuantes. Apontou um depósito de areia relativamente homogêneo e quatro horizontes naturais na estratigrafia. Em sentido ascendente: (I) a partir de 2,5 m: cor amarelo-avermelhado (7,5YR 7/8) e poucas microlascas até 3 m; (II) 90 cm-2,5m: textura arenosa, cor amarelo-avermelhado (7,5YR 6/6), camada mais espessa e a maioria dos vestígios; (III) 30-90 cm: textura arenosa, cor bruno forte (7,5YR 5/6), raízes de pequeno porte intermediadas por concentração de matéria-orgânica e carvão e (IV) 0-30 cm: textura arenosa, cor bruno (7,5YR 4/3) (Figura 5).

Figura 5. Perfil estratigráfico de sondagens da linha E1010 no sítio MT1.



Fonte: adaptado de Bueno (2005).

Além do mais, foram definidos níveis de escavação e coletadas amostras para datação por ^{14}C : seis no Horizonte 1 - nível 15 a 24 e nove no Horizonte 2 - nível 6 a 14 (Quadro 1). A presença de carvões foi verificada nos níveis de maior concentração de material lítico.

Quadro 1. Amostras de carvão coletadas para datação por ^{14}C de acordo com a profundidade.

Horizonte de ocupação	Nível	Profundidade	Nº da amostra	Localização	Datação
(Horizonte 3) Holoceno Tardio 2.450 +/- 40 e 1.440 +/- 60 AP	1	---	---	---	---
	2	---	---	---	---
	3	---	---	---	---
	4	---	---	---	---
	5	---	---	---	---
	6	50-60 cm	Amostra 10	N1036 E1006	1.326 AP
(Horizonte 2) Holoceno Médio 5.980 +/- 50 e 5.010 +/- 70 AP	7	60-70 cm	Amostra 8	LOCUS 2	5.650 AP
	8	---	---	---	---
	9	---	---	---	---
	10	90-100 cm	Amostra 7	N1001 E1012	5.411 AP
	11	100-110 cm	Amostra 9	N1001 E1011	6.000 AP
	12	---	---	---	---
	13	---	---	---	---
	14	---	---	---	---
(Horizonte 1) Holoceno Inicial 10.530 +/- 90 e 8.980 +/- 70 AP	15	---	---	---	---
	16	150-160 cm	Amostra 1	N991 E1011	9.397 AP
	17	160-170 cm	Amostra 6	N1001 E1012	10.530 AP
			Amostra 4	T1B1	9.790 AP
	18	170-180 cm	Amostra 3	N1036 E1006	9.670 AP
	19	---	---	---	---
	20	---	---	---	---
	21	---	---	---	---
	22	210-220 cm	Amostra 2	N1032 E1011	9.456 AP
	23	---	---	---	---
	24	230-240 cm	Amostra 5	N1037 E1011	9.990 AP
	25	---	---	---	---
	26	---	---	---	---
	27	---	---	---	---
	28	---	---	---	---
	29	---	---	---	---
30	---	---	---	---	

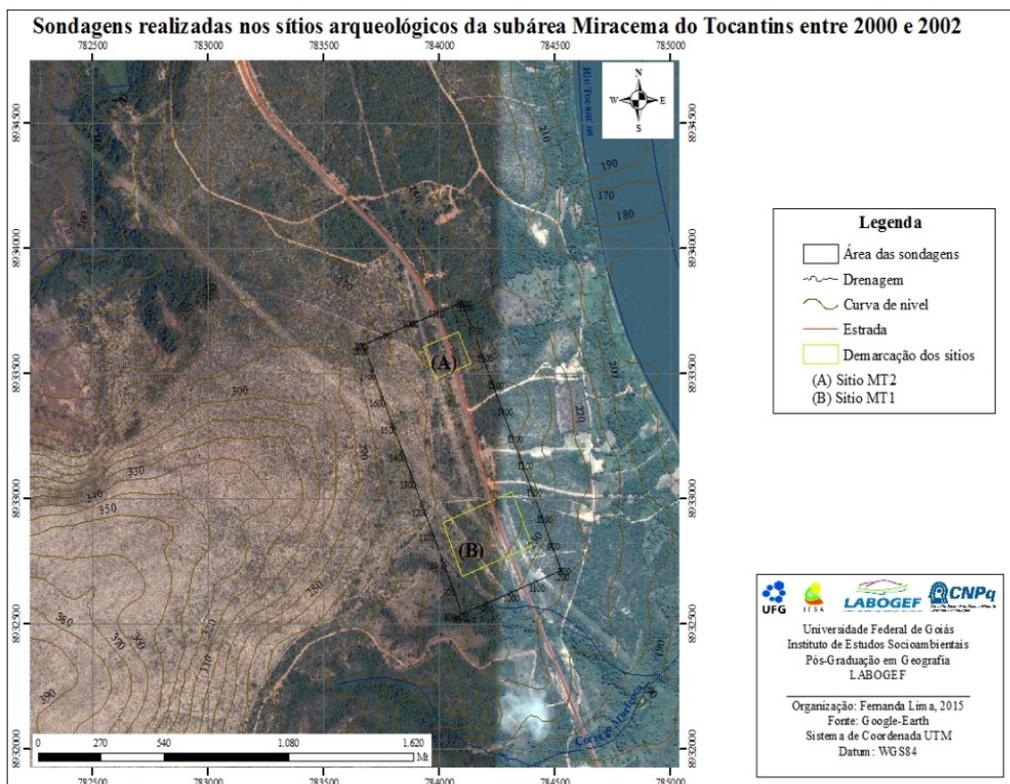
Fonte: adaptado de Bueno (2005); (-----) sem coleta.

No Horizonte 1, somente o ponto de coleta da amostra 4 apresentou uma estrutura de lascamento e carvões com feições bem definidas, enquanto nos demais lugares encontravam-se não articulados, na sua maioria dispersos, por isso, carvões datados destas amostras foram recolhidos em peneiras e separados por níveis (BUENO, 2005). Já no Horizonte 2, foi reconhecida uma fogueira na sondagem nomeada N996 e E1006 e material lítico alterado pelo

fogo. No ponto de coleta da amostra 7 e 9 foi identificada uma estrutura de combustão constituída de seixos, fragmentos de quartzo e quartzito, muitos sem lascamento e alterados pelo fogo e lascas e fragmentos de lascamento da mesma matéria-prima dos seixos, bem como, sílex e arenito silicificado, embora em maior número vestígios brutos ou espatifados pelo fogo. Estas estruturas revelaram que o Horizonte 2 de ocupação teve permanência maior.

Importante mencionar a coleta, cuja data obtida refere-se ao Horizonte 3 de ocupação, porquanto em várias sondagens de 50 a 60 cm de profundidade, foram observadas linhas de matéria orgânica na estratigrafia interpretada como possível estabilização eólica e formação de cobertura vegetal, a qual, por sua vez, teria sofrido ação posterior de queimadas (naturais ou antrópicas). Esta data coincidiu com períodos recentes de ocupação de outros sítios da região (BUENO, 2005). Enfim, a localização das intervenções é apresentada na Figura 6.

Figura 6. Visão geral da área das sondagens arqueológicas realizadas no sítio MT1.



Acrescente-se que se observou discordância de datas, que para Bueno (2005), poderia ser erro de datação, contaminação da amostra e processos pós-deposicionais misturando carvões de diferentes níveis ou ainda reocupação constante. Esta mesma pesquisa destacou que a reocupação ocorreu em sítios do Holoceno Inicial expostos na superfície, quando se deram ocupações subsequentes, e ao ocupar, apropriar e redistribuir recursos existentes, caçadores-coletores tardios modificaram, (re)construíram a paisagem e mostraram preferência

por lugares antes ocupados. Essa ocupação recuada, embora com características próprias, tem similaridade ao contexto do Brasil Central quanto à tecnologia lítica, padrões de mobilidade, estratégias de apropriação dos recursos e uso e ocupação do espaço (BUENO, 2006).

Além do ^{14}C , foram datadas amostras de Termoluminescência (TL) por Bueno et al. (2013) (Quadro 2). A grande dispersão dos valores de distribuição da paleodose sugeriram grãos de areia de idades diferentes, ou porque alguns foram zerados na deposição ou por processos pós-deposicionais misturando-os. Para Sallun et al. (2007), a dispersão indica sedimento não completamente exposto à luz solar e de deposição rápida, de maior energia. Também a ausência de pátina⁵ nos artefatos, diferentemente do que ocorre nos demais sítios a céu aberto, sugere enterramento rápido (BUENO et al., 2013).

Quadro 2. Datação por termoluminescência do sítio MT1(em mil anos).

Amostra	Profundidade da amostra	Doses anuais	Modelo idade central	Modelo idade mínima	Idade 1° Componente	Idade 2° Componente
1	161 cm	0.50 ± 0.05	13.3 ± 1.5	8.5 ± 1.2	8.4 ± 1.3	16.3 ± 1.9
2	204 cm	0.42 ± 0.04	13.5 ± 1.6	9.0 ± 1.1	11.7 ± 1.4	23.0 ± 4.0
3	261 cm	0.47 ± 0.04	13.7 ± 1.6	7.7 ± 1.1	4.1 ± 0.8	13.0 ± 1.5
4	175 cm	0.47 ± 0.05	9.7 ± 1.2	5.9 ± 1.0	6.1 ± 1.3	10.4 ± 1.4
5	84 cm	0.47 ± 0.05	4.2 ± 0.6	2.0 ± 0.4	3.0 ± 0.4	9.6 ± 1.3

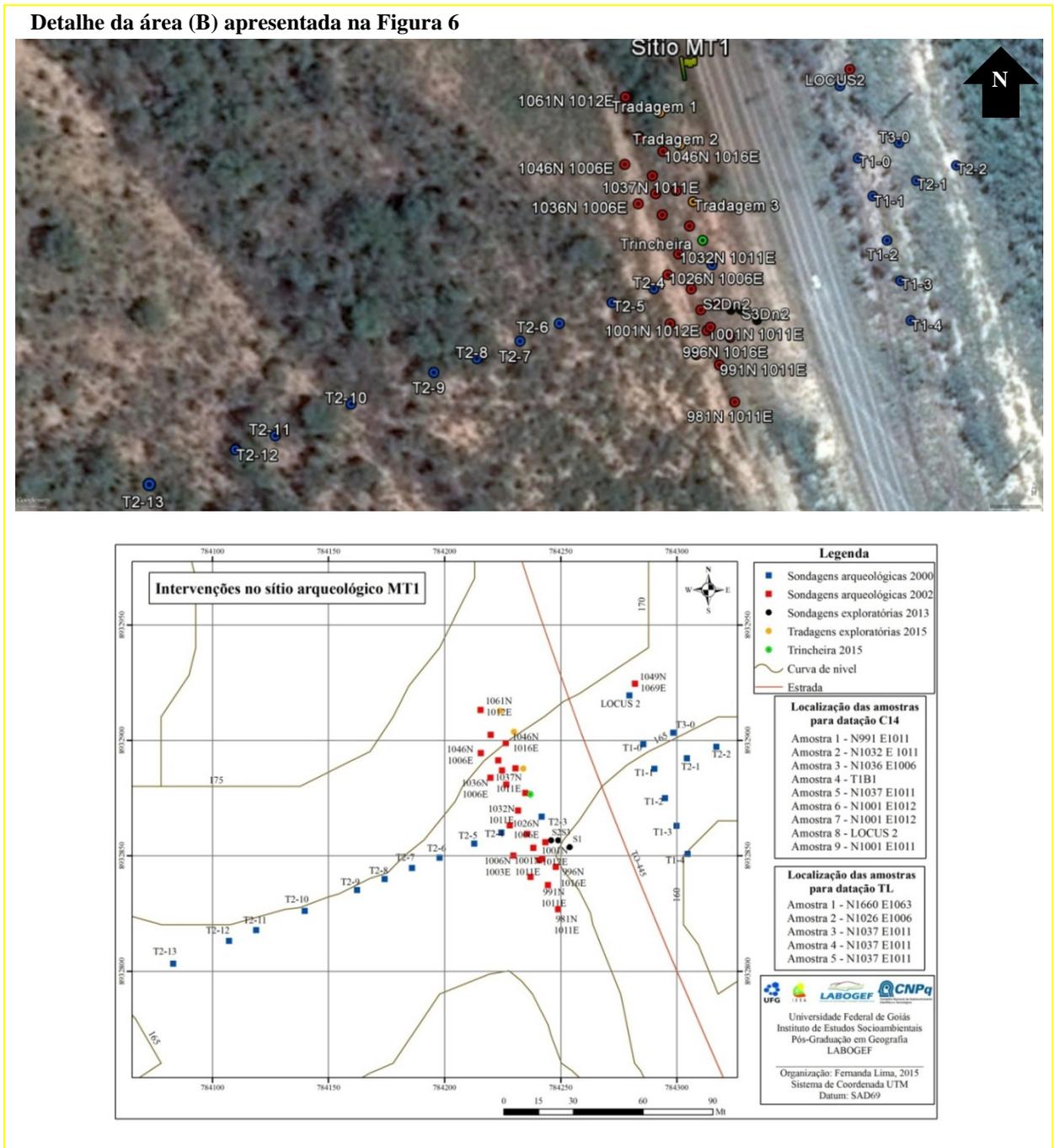
Fonte: adaptado de Bueno et al. (2013).

No caso de grãos parcialmente zerados, isto é, expostos de forma limitada à luz solar, o modelo de idade mínima foi o mais indicado (BUENO et al., 2013). De acordo com Sallun et al. (2007), grãos zerados misturados com grãos não zerados, tendem a alcançar uma média de idade maior que a da última exposição. Para Bueno et al., (2013), processos pós-deposicionais pareceram movimentar o material arqueológico e a areia no sentido ascendente. Situação esta que, para os autores, sugeriu o modelo de idade mínima a idade deposicional, desde que grãos antigos tenham realizado o movimento. Indicaram possível retrabalhamento da areia pelo vento e bioturbação, mas com uma exposição dos grãos à luz solar, o modelo de idade mínima poderia representar os sedimentos expostos e não a deposição original, sendo esta, mais antiga. Além disso, o modelo de idade central tornaria as idades deposicionais mais antigas que as datações de ^{14}C . Enfim, a termoluminescência não foi capaz de fornecer datas mais precisas, mas pareceu corroborar as datações de ^{14}C .

⁵ Interações químicas que modificam a superfície do artefato.

Revisando este cenário, Araújo (2013) sugeriu bioturbação, com movimento das peças por formigas e cupins, pois embora o vento misture grãos de areia de diferentes idades, não é responsável por movimento ascendente. Segundo o autor, durante a formação do registro não significa que a duna estivesse ativa e a deposição eólica responsável pelo soterramento, mas pela homogeneidade do solo, poderia tratar-se de depósito coluvial sobre depósito arenoso. Por fim, na Figura 7, já foram incluídos os locais destas intervenções mencionadas, além, as da presente pesquisa, embora sua discussão foi feita no Capítulo 5 e 6.

Figura 7. Intervenções realizadas no sítio MT1 com localização das amostras para datação.



CAPÍTULO 2 - SISTEMAS DEPOSICIONAIS, PALEOCLIMAS E SUAS RELAÇÕES COM O REGISTRO ARQUEOLÓGICO

2.1 A Geoarqueologia e os sítios em sedimentos inconsolidados e solos, com ênfase nos arenosos

2.1.1 Os processos naturais de formação de depósito arqueológico

A pesquisa foi fundamentada na concepção teórico-metodológica de Schiffer (1972), a qual é baseada na abordagem contextual, no âmbito da Arqueologia Comportamental, em que são associados vestígios do registro ao comportamento humano. Esta, também debatida pelo arqueólogo David Clarke (1973), no artigo *Archaeology: the loss of innocence* em que afirma que a Arqueologia, em essência, busca recuperar padrões de comportamento não observáveis.

No modelo conceitual de Schiffer (1972) foi introduzida à noção de *contexto sistêmico* e *contexto arqueológico*. A primeira consiste nos elementos que participaram de um sistema cultural criando o registro, isto é, como a matéria-prima foi buscada e os objetos (artefatos) produzidos, usados, mantidos, descartados e/ou refugados, armazenados e transportados, logo, associa artefato e comportamento, o chamado fator cultural de formação (*C-transform*). A segunda envolve a ação recente de pessoas e fenômenos naturais (*N-transforms*), que alteram o quadro original, muito embora processos pós-deposicionais ocorram no contexto sistêmico.

Publicação recente de Schiffer (2010) afirmou que a Arqueologia Comportamental não objetiva impor uma teoria social global, mas que, aparentemente fragmentada nos anos de 1970, desenvolveu um corpo conceitual sólido ao longo dos anos. Para o autor, dependendo da questão investigada, é ampla para abarcar arqueólogos de diferentes orientações teóricas, desde que o trabalho seja direcionado à associação do artefato às pessoas e processos naturais.

A abordagem de Schiffer ampliou a compreensão do registro, indo além dos artefatos, quer dizer, investiga vários aspectos de uma cultura arqueológica. Para Villagrán (2008), esta visão associa deposição a padrões culturais originais e pós-deposição às mudanças naturais posteriores desse padrão. Contudo, Stein (2001) entendeu o registro de forma menos dicotômica, devido artefatos e sedimentos constituírem um único evento deposicional, desde que a história do sedimento (fonte, agente de transporte e ambiente de deposição) se mantenha a mesma. Ideia essa partilhada por Villagrán (2008, p. 20), ao alegar que “pela natureza dos corpos arqueossedimentares é um erro separar conteúdo (artefato) e recipiente (sedimentos)”.

O depósito é a unidade tridimensional mais apropriada de estudo, podendo representar uma deposição contínua ou abrupta ao longo de curtos ou longos períodos de tempo (STEIN, 1987). Esta autora sugeriu o uso do termo *facies*, na descrição da unidade deposicional de um sítio, embora seja um termo emprestado da Geologia, contudo com conotação diferente, pois que, cada camada se diferencia das demais por suas características horizontais e verticais.

Assim, a impossibilidade de separar o que é deposicional e pós-deposicional mostra a complexidade, as constantes transformações na vida dos grupos e a dinâmica dos sistemas naturais. Neste ponto, é pertinente frisar que o contexto arqueológico apenas dá indícios do que ocorreu, porque a maior parte dos sítios não tem uma única ocupação, mas quase sempre um palimpsesto de ocupações sucessivas e muitas vezes é difícil separá-las, quer dizer, uma compreensão exata não é possível, já que, a Arqueologia somente faz inferências, jamais reconstrói completamente o passado. E porquanto “se reconhece que o registro contém uma amostragem de vestígios do passado longe de ser completa” (TRIGGER, 2004, p. 353). Isto porque os sítios foram alterados por atividades humanas ou naturais subsequentes.

Com esse espírito, Schiffer (1983) sugeriu três tipos de análise do registro: (1) Propriedades básicas dos artefatos: tamanho, densidade, forma, orientação, profundidade, uso, dano e acreção, que é o acúmulo de substâncias na superfície do artefato; (2) Propriedades complexas dos artefatos: quantidade, diversidade, distribuição vertical e horizontal, densidade do artefato no depósito, medidas de desorganização, remontagem e representação e (3) Outras propriedades dos depósitos: sedimentos, ecofatos, geoquímica, estrutura e morfologia do sítio.

Considerando que a análise do material arqueológico do sítio MT1 já recebeu interpretações da organização tecnológica e variabilidade da indústria lítica é preciso apreender, mais do que nunca, os processos naturais atuantes. Assim, aliada à terceira categoria de Schiffer (1983), esta pesquisa pretendeu obter a explicação de como estes fatores foram produzidos, quer dizer, o que ocorreu em termos de comportamento e preservação do registro. Os fenômenos, sobretudo ambientais que modificam os depósitos são objeto de estudo da Geoarqueologia, ou seja, as explicações encontram-se no domínio não cultural. Deste modo, a presente pesquisa enquadrou-se na Geoarqueologia, disciplina que aplica técnicas das Geociências e de Geografia Física, com ênfase em paleogeografia ao contexto arqueológico, visando reconstituir as condições ambientais do registro arqueológico.

De acordo com Butzer (2011), a colaboração de geólogos no estudo de sítios pleistocênicos remonta o século XIX. Porém, foi no ano de 1973, que Renfrew criou o termo Geoarqueologia, indicando a necessidade de cooperação dos cientistas naturais ao trabalho do

arqueólogo (STEIN, 2001). Portanto, desde os anos de 1970 “várias obras de Geoarqueologia foram publicadas, destacando-se a de Butzer (1975 e 1982); Gladfelter (1977 e 1981); Hassan (1979); Stein & Farrand (1985) e Rapp & Hill (2006)” (BITENCOURT, 2008, p. 43). Para a autora, a publicação de Rapp & Hill ressaltou que os primeiros trabalhos tinham interesse inicial dirigido à cronologia relativa dos estratos, mas numa segunda fase voltavam-se à questão paleoambiental e paleoclimática e num terceiro estágio, à formação do registro.

Embora integrada ao conhecimento produzido por outras ciências, a pesquisa geoarqueológica tem indagações específicas. Neste aspecto, Butzer (2006, p.35) afirmou que “Gеоarqueologia não é sinônimo de Geologia Arqueológica, pois não se liga apenas à Geologia”. Para o autor, a Geoarqueologia é a Arqueologia auxiliada pelas Ciências da Terra e a Geologia Arqueológica é a Geologia com aplicação arqueológica. French (2005) lembrou ideia de Rapp & Hill (1998), de que a disciplina é mais do que análise de solos ou sedimentos, mas o começo do estudo da paisagem e suas transformações. Porém, French, (2005, p. 3) ampliou esta visão, ao sugerir que a Geoarqueologia “estuda o registro arqueológico e geomorfológico e como processos naturais e induzidos pelo homem alteram essa paisagem”.

Diante do exposto, fica clara a inexistência de uma única definição da disciplina, mas é notório seu caráter de interface e finalidade última de compreender as relações entre grupos humanos e o ambiente. O que, a bem dizer, é objeto de estudo da Geografia. Até porque, a Geoarqueologia integra o grupo de pesquisa sobre Mudanças Paleoambientais da Associação dos Geógrafos Americanos, e desde 1997, da Associação Internacional de Geomorfólogos (BENEDETTI, 2011). Para este autor, a diversificação das pesquisas geoarqueológicas alavancaram três vertentes: (1) paleosuperfície, que emprega métodos da Pedologia, Geomorfologia, Sedimentologia; (2) geoquímica, que utiliza técnicas da química, mineralogia e geofísica e (3) ecologia humana, que envolve práticas forenses, biologia e ecologia.

E assim, no registro geoarqueológico, agentes naturais produzem efeitos diversos, nos artefatos, na matriz do sítio ou na interação destes com o ambiente (SCHIFFER, 2010). Nesta pesquisa privilegiou-se elementos constitutivos do sítio, que incluíram a formação dos solos, a deposição e mistura subsequente dos sedimentos. Estes, material de base da Geoarqueologia, já que a maioria dos sítios está em contexto sedimentar (GOLDBERG e MACPHAIL, 2006).

O estudo da matriz incluiu análises físicas e pedoestratigráficas, visando identificar o substrato deposicional. No caso do sítio MT1, por tratar-se de suposta paleoduna, buscou-se a descrição de alguns parâmetros dos sedimentos para refletir sobre sua história, incluindo origem, meio de transporte, ambiente de deposição e fenômenos de alteração. Assim, a

caracterização do material pedossedimentar, mediante análises laboratoriais, tornou-se essencial na interpretação desta pesquisa. Para tal, foram caracterizadas a granulometria, a morfometria, a textura superficial e a composição mineralógica dos sedimentos, além da observação e descrição das estruturas sedimentares em campo, através da Sedimentologia. Buscou-se reconhecer a ocorrência, impactos, duração e extensão de agentes que alteraram o depósito e que levaram a deduzir seu grau de preservação. Recorreu também à Pedologia, pelo fato de que os artefatos podem ter sofrido algum processo pós-deposicional relacionado à pedogênese. Por isso, nesta revisão teórica foi essencial especificar seus objetos de estudo.

Os sedimentos são definidos como agregados de partículas minerais ou rochas e, segundo sua origem, em clásticos, químicos ou orgânicos. Para Suguio (2003, p. 2) “a Sedimentologia estuda depósitos sedimentares antigos, modernos, marinhos ou continentais”. O autor relacionou a descrição de feições que viabilizam a reconstrução paleoambiental e o estudo da decomposição, erosão, transporte, deposição, relações entre os estados de sedimentação e processos diagenéticos⁶. É inevitável mencionar que o intemperismo produz mantos de alteração, mas diferente dos sedimentos que supõem transporte, este, ocorre *in situ*.

Pedologia é o ramo da Ciência do Solo dedicado à gênese, organização morfológica, classificação, mapeamento e distribuição dos solos na paisagem (LEPSCH, 2011). Por sua vez, a pedogênese é definida como a modificação pós-deposicional dos depósitos sedimentares por processos de pedoturbação (redistribuição de matéria) e bioturbação (ação da biota) sendo solos corpos naturais originados de processos de intemperismo (bio) geoquímico, resultantes da associação clima, material de origem, organismos e tempo (RESENDE et al, 2007). E no estudo do solo, a micromorfologia é uma ferramenta bastante usada nas investigações arqueológicas da Europa, e embora difundida no Brasil nos anos de 1970, as pesquisas ainda são pontuais. Mas, merecem destaque alguns trabalhos.

Embora realizada em abrigo, a pesquisa de Moura (1997) sobre a evolução do sítio Lapa do Boquete (MG) foi, de certo modo, precursora ao relacionar a cobertura pedológica, brecha ferruginosa, o leque aluvial e sedimentos arenosos do interior da Lapa, como ligados ao mesmo material de origem procedente das imediações, mas formados por processos e momentos diferentes da evolução do carste do Peruaçu. Nesse mesmo aspecto, para o sítio Ferraz Egreja (MT), Benabdelhadi (2006) identificou um sedimento arenoso, derivado da erosão de relevos areníticos do entorno, de constituição fina, homogênea e com manchas de ferrugens. Análises apontaram que a formação do sítio estaria associada à precipitação de Fe e

⁶ Transformações físico-químicas após a deposição dos sedimentos e conduz a litificação (SUGUIO, 1998).

Mn ligada às águas retidas no sedimento, pois no período chuvoso o sítio fica saturado, submetido à flutuação do nível das águas, que reduz e mobiliza o Fe e Mn, e na estação seca, o Fe precipita em estado férrico e o Mn na forma de manchas. Portanto, as águas carregadas de sedimentos finos ocasionam pedoturbação e acentuam essa homogeneidade. Recentemente, Villagrán (2012) estudou oito sambaquis do litoral sul de SC e propôs um modelo a sítios concheiros. Araujo et al. (2012), em sítio a céu aberto de Lagoa Santa (MG), expôs três etapas de instabilidade - erosão/sedimentação, seguida de estabilidade (pedogênese). Mostraram a alta taxa de acreção do solo no Holoceno Médio, não associada a clima seco contínuo, mas a uma grande instabilidade, décadas de umidade com períodos de aridez, impedindo formação de vegetação uniforme e intensificando processos geomorfogenéticos. E que, a posição dos carvões e material lítico resultou do soterramento de superfícies antigas.

Prosseguindo com as reflexões teóricas, haja vista a hipótese de contexto dunar, é importante abordar particularidades dos depósitos neste ambiente. Bicho (2011), afirmou que em ambientes eólicos ocorrem dois processos: a formação de depósitos de pavimento de seixos resultante da deflação, às vezes encobrindo a interpretação, o que leva a pensar em estrutura antrópica, e a erosão eólica de seixos pela saltação, quando partículas rebatem, modificam e formam depósitos de seixos erodidos na superfície similares ao material lítico. Goldberg e Macphail (2006) destacaram como principais problemas, os efeitos da deflação, deixando o depósito residual de material rochoso, dispersando sedimentos, vestígios e superpondo material de diferentes camadas e artefatos soterrados devido a fenômenos de alteração - sedimentação (diagênese), deformações (falhas e dobramentos), coluvionamento e turbacão. Esta foi uma discussão necessária na pesquisa, pois modificações pós-deposicionais alteram ou mascaram características importantes (THOMAS e BURROUGH, 2011).

A problemática de trabalhar neste tipo de ambiente é abordada desde os anos de 1970. Schiffer (2010), estudando um sítio escavado em 1976, no Arizona (EUA), constatou grande quantidade de sedimentos transportados pelo vento, com acúmulo de 5 cm de areia em poucas semanas. Ahlbrant et al. (1978), por sua vez, discutiram efeitos da bioturbação em sítios dunares, que ocorre em regiões de clima frio e/ou quente e cujos traços são identificados em depósitos que foram rapidamente soterrados, pela ação de artrópodes (vespas, grilos, larvas de mosca, aranhas, formigas, larvas de besouro e cupins) e interferência de raízes.

Publicação mais recente, de Pye e Tsoar (2009), explicaram que a textura e minerais primários de areias eólicas são modificados pelo retrabalhamento físico, bioturbação, compactação, intemperismo, pedogênese e cimentação, com influência na permeabilidade e

porosidade residual das areias. Para os autores, a natureza das mudanças é comandada, pela taxa de acumulação e composição mineralógica inicial das areias, pelo clima no local da deposição, alterações geoquímicas e hidrológicas no enterramento e elevação dos sedimentos. Enfatizaram mudanças pelo intemperismo subaéreo e diagênese recente, formação de erosão hídrica com ravinas e pedestais de areia cobertos por seixos, e cujo escoamento depende da distribuição de partículas finas, ausência de microflora e espessura da camada orgânica. Ainda, para os mesmos autores, ocorrem quebra de agregados finos, compactação pela água da chuva, cimentação de partículas por argila após ciclos repetidos de umedecimento e formação de algas ou crostas de fungos, que aumenta a chance de colonização de plantas superiores, apesar do efeito *splash (salpico)*, provocar rastejamento da superfície e instaurar mantos coluviais. Relataram compactação da superfície causando deslocamento dos grãos, em que, partículas muito angulosas ou frágeis sofrem ruptura nos pontos de contato intergrãos e a argila e silte migram para os poros entre grãos maiores, além da lixiviação de sais solúveis e carbonatos, intemperismo químico de silicatos e óxidos, alteração de minerais pesados, revestimento de grãos de quartzo pela dissolução da sílica e formação de horizontes dos solos.

Nestas questões acerca de fatores naturais atuantes na matriz de um sítio, destaca-se a argiloturbação, que resulta de alternâncias climáticas, ou seja, na fase úmida a argila absorve mais água e aumenta o volume dos sedimentos, e na seca o contrário, tem-se abertura de fendas verticais no depósito (BICHO, 2011). Para este autor, depósitos secos deslocam para baixo o material arqueológico, mas, com o aumento do volume de água, fendas se fecham e tende à subida dos artefatos, e em caso do contexto original, abaixo da zona da abertura das fendas, vestígios podem ascender e em dois níveis de ocupação, ocorrer mistura e inversão.

No mais, pelos atributos ditos por Bueno (2005), vestígios podem ter sido soterrados por colúvio, depósito incoerente em vertente e sopé de relevo moderadamente acidentado, por deslocamento/ação da gravidade e, para Goldberg e Macphail (2006), solo e/ou sedimento erodido. No arrasto, artefatos maiores podem deslocar mais. Para Suguio (2003), colúvio tem aspecto maciço, como em sedimentos areno-argilosos, exibe linhas de pedra com minerais e rochas angulosas ou subangulosas, em geral, paleopavimentos detríticos. Ou seja, “sequências coluviais separadas por seixos, grânulos, paleopavimentos rudáceos” (BIGARELLA et al., 2009). Para French (2005), na arqueologia, é usual colúvio ser apontado como paleossolo⁷ e

⁷ Solos antigos, soterrados e/ou incorporados a sequências sedimentares ou superfícies de relevo pretéritas (LADEIRA, 2005).

em cortes transversais usar paleocatena⁸, grupo de paleossolos sobre mesma geologia e superfície soterrada cujas propriedades originais dos solos diferem por distintos regimes hídricos e posição original na paisagem.

Em relação à bioturbação, é pertinente reconhecer a formação do Horizonte A do solo, pois carvões se misturam e dispersam entre raízes e tocas de minhocas, insetos ou roedores (GOLDBERG & MACPHAIL, 2006). Para os autores, em solos trabalhados por minhocas e escavados por pequenos mamíferos, depois de décadas, artefatos ficam enterrados em coprólitos (fezes em geral endurecidas) e misturados nos níveis superficiais do solo, de 20 a 40 cm. Ressaltaram que homogeneização e formação de poros são efeitos da ação da biota, cujo tipo pode ser identificado pelo tamanho, traços, abundância de excrementos, padrão de tocas, galerias e canais. Cavidades, que podem alterar a localização de artefatos e estruturas.

No Brasil, Araujo (1995) discutiu a movimentação vertical de peças arqueológicas. Para ele, várias são as causas, biológica ou mecânica, e não respeitam barreiras geológicas, podendo dificultar a interpretação dos sítios. Sítios arenosos a céu aberto são mais suscetíveis à interferência de tatus e formigas às minhocas e cupins, pois cupins parecem preferir solos argilosos (ARAUJO, 1995). Em alguns estudos apresentados pelo autor, a bioturbação foi apontada como agente provável de movimentação de peças pequenas a camada sobrejacente. Bueno et al. (2013), afirmaram que a literatura arqueológica tem considerado importante os efeitos do movimento da areia, assinalando que a maioria das pesquisas demonstram movimento descendente do material. Apontaram ainda que alguns estudos evidenciam retrabalhamento das areias, sobretudo nas camadas superiores e pedoturbação nas inferiores.

Isto posto, foi necessário expor atributos inerentes a formação dos ambientes eólicos, como a seguir. Abordar sua constituição, na medida em que, em geral, ocorrem onde há disponibilidade de sedimento inconsolidado, principalmente arenoso, vento com intensidade para transportar partículas em determinadas direções, pouca umidade no solo, vegetação escassa e presença ou não de obstáculo na superfície do terreno que funcione como barreira.

2.1.2 A formação de ambientes eólicos

Na formação das dunas, o vento desempenha papel de agente erosivo da superfície, no transporte e deposição dos sedimentos. No primeiro caso, atua por fenômenos de abrasão, correspondente ao desgaste da superfície rochosa ou partículas em movimento, e pela deflação, remoção do sedimento produzindo bacias ou pavimentos desérticos.

⁸ Catena é a sucessão lateral de perfis verticais de solos sequenciados, implantados do topo à base de um interflúvio, sem ligação lateral explícita entre seus horizontes (CASTRO, 2008).

Em relação ao transporte é preciso diferenciar movimento das massas de ar e movimento das partículas. Para Giannini et al. (2005, p. 238) “a dinâmica das massas de ar é fundamental para compreender a formação das dunas, pois determina o regime de ventos e chuvas associadas, portanto, o grau de incoesão das areias na área-fonte”. Além do que, impossível não relacionar a velocidade das massas de ar ao transporte dos grãos, que se deslocam por fluxo laminar ou turbulento. Laminar é o movimento mais distante da superfície, e o contrário, o fluxo turbulento (SÍGOLO, 2008). E assim, em inferências da velocidade do vento é comum usar a escala de Beaufort (Quadro 3).

Quadro 3. Escala de Beaufort de classificação da velocidade dos ventos.

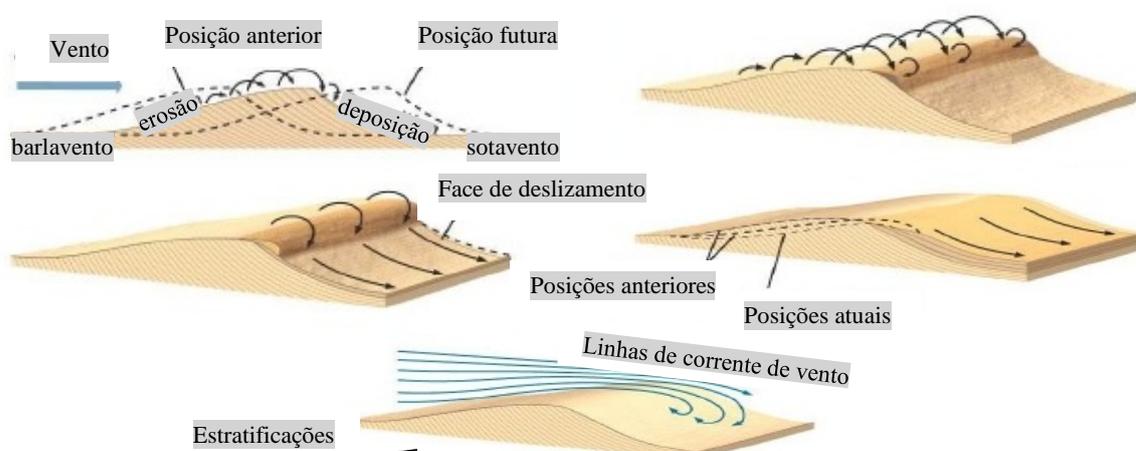
Vento	Velocidade m/s	Velocidade km/h	Efeitos em terra
Calmaria	< 0,3	< 1	Fumaça sobe na vertical
Aragem	0,3 a 1,5	1 a 5	Fumaça indica direção do vento
Brisa leve	1,6 a 3,3	6 a 11	Folhas das árvores movem
Brisa fraca	3,4 a 5,4	12 a 19	Folhas das árvores agitam
Brisa moderada	5,5 a 7,9	20 a 28	Galhos das árvores movem
Brisa forte	8 a 10,7	29 a 38	Movimento de galhos grandes e árvores pequenas
Vento fresco	10,8 a 13,8	39 a 49	Movimento de ramos das árvores
Vento forte	13,9 a 17,1	50 a 61	Árvores grandes movem e dificuldade de andar contra o vento
Ventania	17,2 a 20,7	62 a 74	Quebram-se galhos das árvores
Ventania forte	20,8 a 24,4	75 a 88	Danos em árvores e impossível andar contra o vento
Tempestade	24,5 a 28,4	89 a 102	Árvores arrancadas
Tempestade violenta	28,5 a 32,6	103 a 117	Estragos generalizados
Furacão	> 32,7	> 118	Estragos generalizados e graves

Quanto ao transporte das partículas, merecem destaque os movimentos de suspensão, saltação e arrasto. O primeiro representa as frações de argila, silte e areia muito fina, suspensas pela turbulência do fluxo e pela velocidade da massa de ar. O segundo consiste no deslocamento em saltos de partículas finas a muito grossas e o terceiro é relativo ao movimento próximo à superfície de partículas muito grossas, de grânulos e seixos.

Conforme Wiggs (2011), o fluxo turbulento mantém os sedimentos finos suspensos por vários dias, podendo ser depositado como *loess* ou poeira, e a altura dos saltos depende da velocidade do vento, tamanho do grão e características das superfícies. O autor entendeu o movimento dos sedimentos associado às suas características em manter as partículas unidas (erodibilidade) e ao poder do vento (erosividade). Considerou importante a rugosidade, declive e umidade da superfície, pois a crosta superficial inibe o arrastamento dos sedimentos.

Em geral, os modelos de formação das dunas revelam que a areia se movimenta da superfície do barlavento⁹, o vento comprime e eleva sua velocidade e formam acumulações no sotavento¹⁰ e acamamentos nomeados de estruturas sedimentares (Figura 8). Lancaster (2011) indicou que dunas são criadas e modificadas pela relação entre fluxo de ar, taxa de transporte da areia e topografia. Para o autor, ventos que se aproximam contra o sopé da duna são estagnados e reduzem sua velocidade, mas no declive do barlavento o fluxo de ar comprime linhas de corrente de vento, acelera a velocidade até a encosta e no sotavento, a velocidade e taxa de transporte diminuem devido o fluxo de expansão entre crista e face de deslizamento.

Figura 8. Modelo geral dos processos sucessivos da formação de dunas eólicas.



Fonte: adaptado de Dickinson, 2006.

Logo, dunas são frequentemente produzidas pela deposição de sedimentos arenosos derivados da alteração das rochas e retrabalhamento eólico *in situ* ou do intemperismo e transporte fluvial e/ou eólico. Na maior parte dos casos, se concentram em zonas áridas, mas se formam em qualquer regime climático e qualquer tempo. Bicho (2011) citou vales fluviais com vento forte.

A maioria das dunas, segundo Lancaster (2011), ocorre em zonas contíguas como mares de areia (*ergs*) ou pequenas áreas como campo de dunas. Para o autor, como o clima é um fator de formação, os climas do passado são importantes, já que dunas fósseis representam evidências morfológicas de paleoclimas e cada tipo tem altura, largura e espaçamento específico e no mais, as fotografias aéreas e imagens de satélite mostram regularidade das formas, que sugere princípios físicos gerais controlando a dinâmica desses ambientes.

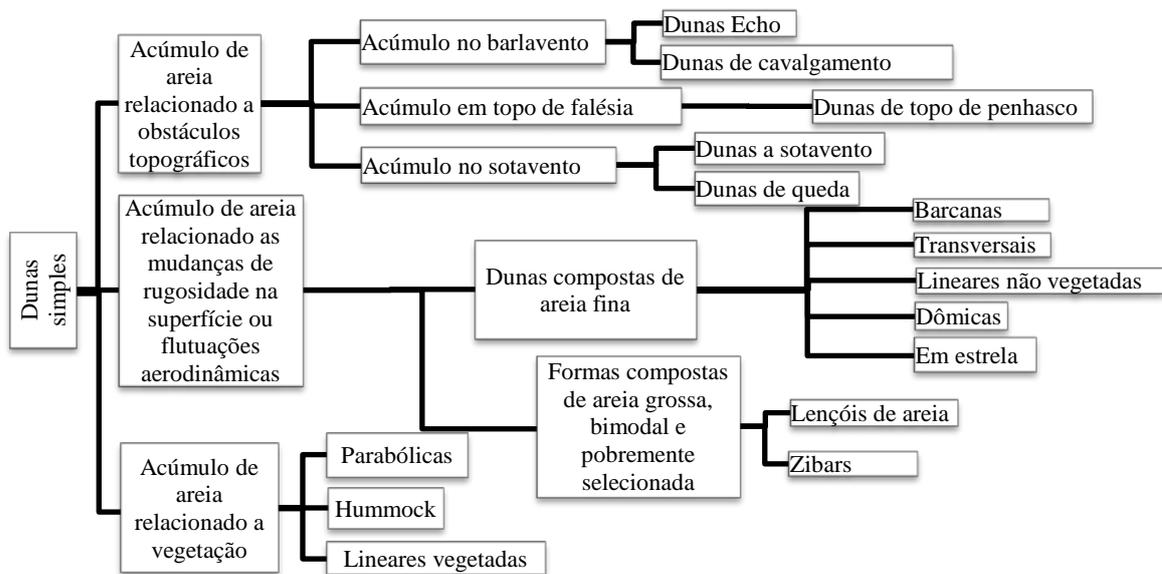
⁹ Lado da superfície que sopra o vento com inclinação de 5 a 15° (SUGUIO, 1998).

¹⁰ Lado oposto ao vento com ângulos de 25 a 30° (SUGUIO, 1998).

“Existem duas classificações das dunas, a primeira às consideram parte do relevo e a segunda, como grãos se dispõem em seu interior” (SÍGOLO, 2008, p. 254). Para o autor, a primeira reflete diversidade das formas e a segunda, a estrutura interna: duna estacionária ou migratória. Na estacionária, a areia depositada em camadas que acompanham o perfil da duna, de barlavento para sotavento criando estrutura interna estratificada com grãos agregados aos estratos. Na migratória, a turbulência no sotavento desloca continuamente o corpo da duna.

A classificação de Giannini et al. (2005) indicou depósitos eólicos inativos (paleodunas) e ativos de dois tipos (campos de dunas livres e lençóis de areia) e (dunas semifixas ou vegetadas). Já Pye e Tsoar (2009) destacaram a proposta de McKee (1979) que designou a seguinte divisão: dunas simples, correspondentes às formas individuais; compostas, relativa a duas ou mais formas do mesmo tipo e as complexas, duas ou mais formas de tipos diferentes que se sobrepõem. E admitiram classificações baseadas em fatores diversos, mas, a maioria destas sugeriu o que é representado na Figura 9.

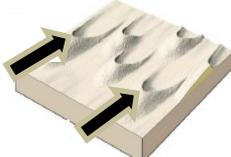
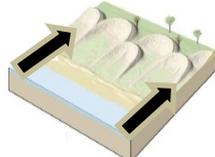
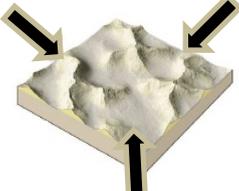
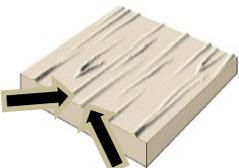
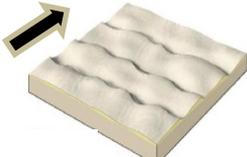
Figura 9. Classificação morfológica das dunas.



Fonte: PYE e TSOAR, 2009.

A morfologia, para Lancaster (2011), tem na variabilidade do regime de ventos fator mais determinante, ao passo que a velocidade do vento, o tamanho das partículas e a vegetação ocupam papel subordinado. E diante dessa variedade de formas detalhou-se nesta pesquisa tipos mais conhecidos (Figura 10).

Figura 10. Classificação morfológica, desenho esquemático e setas indicativas dos ventos.

<p>Barcanas</p> 	<p>Em regimes de vento unidirecional, dunas crescentes formam cristas alinhadas à direção de transporte da areia. Nos locais em que o suprimento de areia é limitado e abaixo de seu transporte, há formação de dunas crescentes isoladas ou barcanas. Têm cristas alinhadas perpendicularmente ao sentido de transporte da areia, formato de lua crescente, inclinação de barlavento convexa e encosta de sotavento côncava e com face de deslizamento. Apresentam extremidades na mesma direção do vento, são pequenas, facilmente destruídas pelas condições do vento ou pelo suprimento de areia e formam estratificação cruzada acanalada.</p>
<p>Barcanóides</p> 	<p>Formadas como barcanas, mas com disponibilidade de areia maior. Em caso de continuidade do acúmulo de areia podem se transformar em dunas transversas.</p>
<p>Parabólicas</p> 	<p>Embora similares as barcanas, tem extremidades mais fechadas e voltadas no sentido contrário do vento. Geralmente ocorrem em regiões com ventos fortes e constantes, de alto suprimento de areia e parcialmente vegetadas. Crescem em tamanho a partir da erosão de sedimentos subjacentes, mas eventualmente o fornecimento de areia pode diminuir ou migrar a partir de uma ruptura e formar dunas alongadas.</p>
<p>Em estrela</p> 	<p>Associam-se a um suprimento abundante de areia, ventos de intensidade e velocidade constantes e de no mínimo três direções (multimodal). São grandes, caracterizadas por morfologia piramidal e em geral, o espaçamento entre elas aumenta com o acréscimo da altura. Embora sua formação ainda não seja bem compreendida, podem originar-se do retrabalhamento de dunas complexas transversas ou lineares, resultado de mudanças no clima ou no regime de ventos.</p>
<p>Lineares ou Longitudinais</p> 	<p>Podem ser simples, compostas ou complexas (megadunas). As simples são: não vegetadas, sinuosas e curtas (<i>seif</i>) ou vegetadas, compridas e em linha reta (cristas mais arredondadas). Formam-se em regiões com fornecimento de areia moderado, ventos variáveis (moderados ou fortes) e em duas direções (bidirecional). Estendem-se a favor do vento por um lento acréscimo de areia, mas podem migrar lateralmente, pois em regime bimodal o transporte raramente é igual. Tem paralelismo devido à direção dominante do vento e/ou pela areia parcialmente estabilizada com vegetação ou obstáculos topográficos.</p>
<p>Transversas</p> 	<p>Originam em áreas de ventos frequentes e direção constante, além de suprimento contínuo e abundante de areia. Tem orientação perpendicular ao sentido do vento e curvatura e comprimento de onda das curvas variável, mas com controle pela altura, pois o raio de curvatura é maior em dunas mais elevadas. Um conjunto destas dunas formam mares de areia.</p>

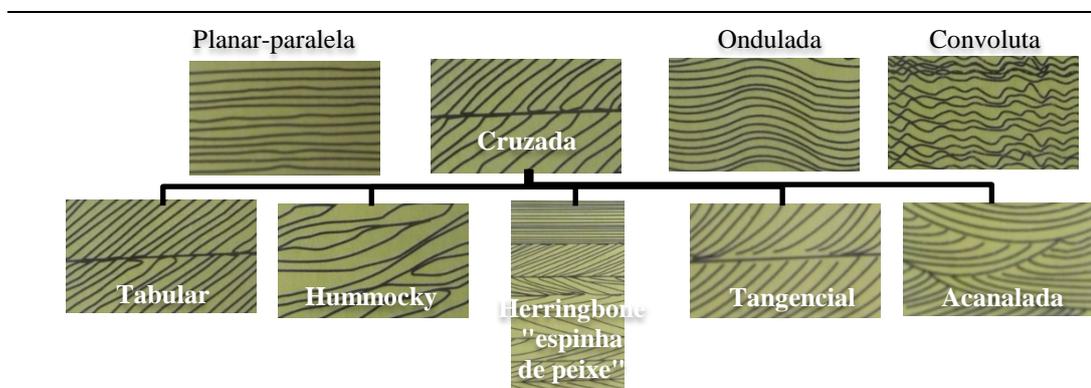
Fonte: compilação de LIVINGSTONE e WARREN (1996); PYE e TSOAR (2009) e LANCASTER (2011).

Além das dunas, em ambiente eólico, o vento organiza os grãos de areia e produz estruturas sedimentares. “Com base nos processos genéticos são físicas, biológicas, químicas ou miscelânea” (SGARBI, 2012, p. 390). As primeiras, mais importantes nesta pesquisa, são

qualificadas em pré-deposicionais, sindeposicionais e pós-deposicionais. As estratificações cruzadas e marcas onduladas, típicas em ambientes dunares, são produzidas na deposição dos sedimentos. As estratificações cruzadas são camadas inclinadas em relação ao acamamento principal. “Formadas pela migração de formas onduladas que a areia solta adquire no fundo de um canal fluvial e em pavimento desértico, quando correntes subaquosas ou o vento deslocam o material” (SGARBI, 2012, p. 398). Morfológicamente tem tipos diversos.

Pelo ambiente deposicional aventado para o sítio MT1 foi importante revisar sobre as estratificações cruzadas, pontuando três de seus tipos principais, conforme Sgarbi (2012): (1) tabulares: camadas ou lâminas progradantes planares que interceptam a superfície sobre a qual avançam, em ângulo abrupto, comuns em arenitos médios a grossos e dunas aquosas em ambiente fluvial; (2) tangenciais: formadas quando camadas ou lâminas progradantes interceptam tangencialmente a superfície a qual avançam e comuns em depósitos de dunas eólicas e areias fluviais de médias a grossas e (3) acanaladas: superfícies côncavas para cima, de contatos inferiores tangenciais e lâminas se interceptando segundo superfícies de reativação, em areias médias a finas, preenchimento de canais fluviais e dunas (Figura 11).

Figura 11. Tipos de estratificações e laminações.



Fonte: SGARBI, 2012.

Já as marcas onduladas são ondulações na superfície dos sedimentos, formadas em areias finas, arenitos e siltitos, em regime de fluxo turbulento de baixa energia (SGARBI, 2012). “Quando formadas por correntes unidirecionais, a encosta é menos inclinada no sentido de montante do fluxo (barlavento) e mais íngreme no sentido de jusante (sotavento)” (SGARBI, 2012, p. 402). O autor esclareceu ainda, que estão presentes em ambiente marinho, fluvial, lacustre e em areias de ambiente desértico, e neste caso, com propensão unidirecional.

E em ambientes eólicos também são formados lençóis de areia, em relevo de baixa declividade. Tem origem em áreas de vegetação espaçada; inundações periódicas ou sazonais;

lençol freático elevado mantendo a superfície úmida e agindo como nível de base à ação do vento e crostas superficiais, que dificulta transporte da areia (LIVINGSTONE e WARREN, 1996). Sinalizaram que, estudos mostram este ambiente perto da área fonte. Para Pye e Tsoar (2009), as superfícies são onduladas, irregulares, cumes baixos e transversos, sejam poucos quilômetros ou grandes paisagens e a espessura de poucos centímetros a dezenas de metros. Segundo Lancaster (2009), tem ocorrência em superfícies cimentadas e com areia grossa.

Thomas (2011) detalhou praticamente os mesmos fatores de formação e com vegetação de gramíneas, que pode incentivar o acréscimo de laminações de baixo ângulo. “São depósitos da sedimentação por ventos de alta velocidade, transportando areia de granulação heterogênea e podem ocorrer na base de uma sequência de dunas, em sedimentos de estratificação horizontal ou cruzada de baixo ângulo” (SUGUIO, 2003, p.210).

Discorrer sobre ambientes eólicos também implica abordar a natureza dos sedimentos. Das dunas, Pye e Tsoar (2009) destacaram variação nos processos de seleção pela mistura de sedimentos depositados por processos distintos e em diferentes momentos e indicaram que, embora os grãos sejam bem arredondados, outros são angulosos. Essa variação, segundo os autores, também observada na textura, que reflete diferenças na fonte dos sedimentos, mecanismos de transporte, deposição e mudanças pós-deposicionais. É difícil diferenciar a origem dos sedimentos em dunas interiores, mas Ahlbrandt's (1978) indicou maior variedade no tamanho, assimetria e seleção dos grãos (PYE e TSOAR, 2009). Quanto aos lençóis de areia, indicaram grãos finos, às vezes com componente síltico, até areias grossas pobremente selecionadas. E em alguns casos, a distribuição bimodal é atribuída à seleção da areia de textura média e textura fina. Essas características foram citadas por Lancaster (2011) que atribuiu areias de textura mais grossa, pobremente selecionadas e frequentemente bimodais.

Por fim, fato relevante são critérios de reconhecimento das paleodunas. Estratigrafias e datações as têm reconhecido, sobretudo de idade pleistocênica ou holocênica. Corrobora esta interpretação o fato que muitos desertos intensificaram sua aridez durante variações climáticas do Pleistoceno (GOUDIE, 2009). As paleodunas não têm distribuição geográfica inteiramente definida e conhecida no planeta, pois a maioria foi reafeiçoada pelo intemperismo e pedogênese posteriores à sua formação, que dificulta sua identificação e delimitação, até porque sedimentos eólicos são vulneráveis à erosão, eólica ou hídrica, sobretudo em clima úmido (LIVINGSTONE e WARREN, 1996). Para os autores, existiriam duas abordagens para diferenciá-las: indireta relacionada a índices climáticos, mas é imprecisa pela escassez de estações meteorológicas e grande variabilidade interanual de climas semiáridos e a observação

de sinais na superfície, pois inatividade inclui evidências de atividade fluvial ou coluvial nas encostas, intemperismo, pedogênese e cobertura vegetal. Esclareceram que, sinais mais claros da estabilização estão no exterior das formas das dunas, como formação de crosta pela poeira presa na superfície, associada ao efeito *splash* e ao crescimento de algas. A crosta então limita a infiltração, aumenta o escoamento superficial e formam erosões que degradam a superfície.

Por sua vez, para Thomas (2011), a cobertura vegetal é o indicador mais utilizado, embora precise de uma interpretação criteriosa. Neste ponto, Livingstone e Warren (1996) explicaram que em áreas de transição de regiões semiáridas a vegetação é descontínua e pela variabilidade climática a duna episodicamente ativa, pois apesar do movimento da areia ser baixo por longos períodos, indicadores de longa inatividade estão ausentes. Outros critérios expostos por Thomas (2011), alguns citados por Livingstone e Warren (1996): morfologia degradada; pedogênese; crostas superficiais; ravinas nas encostas; estrutura interna destruída por animais escavadores; distribuição bimodal dos grãos; recobrimento por outras formações deposicionais, submersão em vales e lagos. Para Thomas (2011), ao longo dos anos pesquisas concluíram que paleodunas não coincidem com crescimento da precipitação, mas o declínio do vento. Porém, destacou Mason et al. (2008), que não dá importância a força do vento.

Também altas taxas de material fino, baixo arredondamento dos grãos pela ação do intemperismo químico e aumento de carbonato pelo incremento de material orgânico permite identificar depósito inativo (THOMAS e BURROUGH, 2011). Pye e Tsoar (2009) indicaram que dunas normalmente têm baixo teor de silte e argila, mas quando estabilizada aumentam, pelo acúmulo de poeira alóctone e material fino formado pelo intemperismo *in situ* dos grãos.

Conforme Livingstone e Warren (1996), em geral, as dunas pleistocênicas foram precedidas pelo desenvolvimento extraordinário de areias potenciais às suas formações. Como nos desertos da África e Austrália nos quais, antes da aridez, os sedimentos surgiram pelo intemperismo tropical e após intensa deformação tectônica foram assentados em depocentros¹¹, assim, a maioria foi formada por erosão destes mantos. Já nos desertos centrais asiáticos e americanos, muitas se formaram após uma rápida erosão de montanhas fortemente declivosas. E no Brasil “três áreas geográficas com dunas eólicas interiores têm merecido atenção dos pesquisadores quaternaristas: o baixo rio Negro (AM), o médio rio São Francisco (BA) e Pantanal (MS)” (GIANNINI et al., 2005, p.250). Suas características, tratadas a seguir.

¹¹ Área de máxima acumulação em uma bacia sedimentar - maior espessura/subsidência (SUGUIO, 1998).

2.2 Os sistemas deposicionais eólicos inativos do interior do Brasil

Na Amazônia, Latrubesse e Nelson (2001) identificaram eventos eólicos na porção leste de Roraima, dando origem à unidade superior da Formação Boa Vista, dividida em dois grupos: arenoso e silteoso. No arenoso dominam lençóis de areia e dunas parabólicas e lineares inativas, próximo dos rios Tacutu e Cauamé (Figura 12A). Lençóis de areia se formaram pela areia grossa e a superfície vegetada e dunas parabólicas em ambientes de vegetação enraizada, que limitou o movimento da areia na extremidade. Na área, “a drenagem é orientada em faixa linear paralela ao longo eixo das dunas erodidas” (LATRUBESSE e NELSON, 2001, p.71).

Cadeias de paleodunas lineares e parabólicas margeando o rio Negro e seus tributários, distribuídas em 300 km², foram relatadas por Carneiro Filho et al. (2002) (Figura 12B). “A maioria das dunas apresenta centenas de metros ou quilômetros de extensão, com 10 a 35 m de altura” (CARNEIRO FILHO et al., 2002, p. 206). Os autores sugeriram quatro datas de deposição, mas advertiram que não significam os períodos de formação, pois estão limitadas à profundidade, já que, as coletas de TL foram a 3 m e as dunas atingem até 35 m de altura.

Figura 12. Depósitos eólicos inativos de Roraima e baixo rio Negro (AM).



Fonte: Google-Earth, 2015.

Fonte: Google-Earth, 2015.

A segunda área, na região do médio rio São Francisco, porção noroeste da Bahia, em Barra, Pilão Arcado e Xique-Xique, o conhecido campo de dunas recobre 7.000 km², delimitado pelo rio São Francisco e Serra do Estreito (Figura 13A). Estas dunas foram observadas de forma pioneira por Ab'Saber e seus colaboradores no final dos anos de 1950.

A área-fonte das dunas foi as areias do próprio rio e alcançam até 60 m de altura, têm 13 km de extensão e foram formadas durante paleoclima mais seco quando a intensidade do vento, resistência à migração da vegetação e barreira topográfica (a serra), impediu a movimentação da areia (BARRETO et al., 1997). Para Barreto et al. (2002), a atividade eólica foi intercalada com estabilização e a sedimentação pode ser anterior aos períodos datados,

pois foram coletadas amostras de TL até 3 m (BARRETO et al., 1997). Barreto et al. (1997) indicaram suas formas em cinco domínios geomorfológicos: (1) fluvial: em relevo plano; (2) dunas de morfologia nítida: relevo fortemente ondulado, processo eólico, retrabalhamento fluvial e pluvial; (3) dunas de morfologia nítida e tênue: em relevo forte a moderado ondulado, processo eólico, retrabalhamento fluvial e pluvial; (4) lençóis de areia: em relevo plano, processo eólico, retrabalhamento fluvial e pluvial importante e (5) dunas dissipadas: em relevo suave ondulado, com processo eólico e intenso retrabalhamento fluvial e pluvial.

Estudo recente de Ferreira et al. (2013) apontaram evidências eólicas no sub-médio rio São Francisco, em Pernambuco (Figura 13B). Indicaram retrabalhamento eólico de sedimentos fluviais do baixo curso do rio Pajeauá, areias médias e finas, moderadamente selecionadas e característica de transporte hídrico, pois a área fonte foram terraços e planícies fluviais. Revelaram partículas angulosas a subangulosas, que infere rolamento a longas distâncias, grãos brilhantes rolados em meio aquoso, diferente do que se espera para depósitos eólicos. Na compartimentação da paisagem identificaram a morfoestrutura Planície de Acumulação Eólica (PAE) e unidades morfoesculturais Planície de Acumulação Eólica Dunar (PAED), que concebe dunas parabólicas parcialmente conservadas e Planície de Acumulação Eólica Retrabalhada (PAER), que inclui lençóis de areia, em ampla superfície suave ondulada.

Figura 13. Depósitos eólicos inativos do médio rio São Francisco.



Fonte: Google-Earth, 2015

Fonte: Google-Earth, 2015.

Na terceira região, a do Pantanal, os depósitos sedimentares são compostos por leques aluviais e, segundo Giannini et al. (2005, p. 251) “muitos pesquisadores interpretaram esses leques formados sob condições de clima semiárido no final do Pleistoceno”. Assine e Soares (2004) constataram feições eólicas, como as elevações de areia chamadas de “cordilheiras”, que margeiam as pequenas lagoas na região de Nhecolândia (Figura 14).

Figura 14. Depósitos eólicos inativos do Pantanal.



Fonte: Google-Earth, 2015.

Mas, segundo Assine e Soares (2004), o Pantanal é uma bacia sedimentar ainda ativa, com feições do relevo testemunhas de mudanças paleoclimáticas desde o Pleistoceno Tardio. Esclareceram que “erosão eólica foi mais efetiva no UMG (Último Máximo Glacial) resultado da redução da precipitação e rebaixamento do lençol freático” (p. 27). Com a umidificação holocênica e elevação do freático, muitas lagoas foram formadas, o Pantanal se estabilizou, o sistema de drenagem foi reorganizado e vários cursos d’água se tornaram perenes. Para os autores, a individualização do sistema lacustre foi comprovada por datações radiocarbônicas e análises palinológicas da Lagoa Negra (10.200 anos AP) e Lagoa Castelo (5.190 anos AP).

Ainda a respeito da evolução do Pantanal, Soares et al. (2003), afirmaram que estaria associada a seis eventos: (1) deposição de areias em clima subtropical quente-úmido no Pleistoceno; (2) clima frio e seco no Pleistoceno Superior com retrabalhamento eólico, formação de depressões de deflação, lunettes, barras e praias; (3) umidificação no Holoceno e erosão em área-fonte desprovida de vegetação; (4) leques e lobos aluviais que progradaram sobre paisagem eólica prévia; (5) umidificação da planície, elevação do lençol freático com inundação de depressões de deflação e criação de lagoas e (6) dissecação do relevo por drenagem tributária gerando terraceamento das cordilheiras e lagoas. Para os autores, ocorreu remobilização eólica extensiva retrabalhada por fluxos aluviais e mistura de populações.

Em especial, seguem interpretações paleoclimáticas das regiões descritas (Quadro 4).

Quadro 4. Especificidades climáticas dos registros eólicos inativos do interior do Brasil.

Bioma Amazônico
Registro eólico Caumé (RR)
<u>Características atuais</u> √Clima influenciado pela migração NO-SE da ZCIT e domínio de alísios de ENE nos meses secos; √Flutuações de precipitação associadas ao El Niño: estação seca-setembro a fevereiro quando a ZCIT se desloca ao sul e ventos dominantes se deparam com as terras altas entre Brasil e Guiana, criando uma zona de sombra de chuva e estação chuvosa-abril a agosto com deslocamento a norte da ZCIT; √Precipitação 1.751 mm-média/ano. <u>Interpretação paleoclimática</u> √Sem datação, mas provável deposição no UMG, embora reconheçam

fase seca no Holoceno Médio e Tardio de 7.000 a 4.000 AP, pelo aumento da frequência do El Niño; √Dunas orientadas a 50-60°E sugerem período seco no Pleistoceno com a mesma direção dos ventos da estação seca atual; √Orientação das dunas pertinente com alísios do Hemisfério Norte, isto é, sem migração ao norte da ZCIT, e esta, ao sul da área; √Alísios de NE foram mais intensos e persistentes, alimentando as dunas ao sul de Roraima.

Fonte: compilação de dados de LATRUBESSE E NELSON, 2001.

Registro eólico do baixo rio Negro (AM)

Características atuais √Clima influenciado pelos ventos de NE e de E, controlados por Anticiclones tropicais do Atlântico Norte e deslocamento anual da ZCIT, que na posição ao sul (dezembro a fevereiro) mantem o domínio de ventos fortes de NE e na posição ao norte (julho a agosto) alísios mais fracos; √Precipitação de 2.500 mm - média/ano. Interpretação paleoclimática √Quatro fases de deposição eólica: (1) 32.600 AP; (2) 22.800 a 22.000 AP; (3) 17.200 a 12.700 AP e (4) 10.400 a 7.800 AP e após esse período, em clima úmido, formação de cobertura vegetal e fitoestabilização das dunas; √Em escala regional paleodunas lineares estão orientadas a ENE-WSW, mas a orientação dominante a NE não corresponde à direção dos ventos atuais e oposto a Latrubesse e Nelson (2001), não constatam que ventos foram mais fortes, alísios de NE mais persistentes e penetraram mais longe a região Amazônica e tampouco com deslocamento ao sul da ZCIT; √Dunas lineares a NW-SE refletem padrões de vento do Quaternário Tardio, do Anciclone da América do Norte, revelando fases secas no noroeste da Amazônia.

Fonte: compilação de dados de CARNEIRO FILHO et al., 2002.

Bioma Caatinga

Registro eólico do médio rio São Francisco (BA)

Características atuais √Clima quente semiárido de 7 a 8 meses; √Precipitação de 400 a 800 mm média/anual, estação chuvosa de outubro a março e temperatura média de 27°C; √Flutuações de ventos ligadas à Massa Equatorial Atlântica e Tropical Atlântica no inverno e Massa Equatorial Continental no verão e com velocidade relativamente baixa. Interpretação paleoclimática √Ocorreu cinco gerações de dunas e as três primeiras têm as seguintes características: (1) 28.000 a 15.000 AP - parabólicas compostas aninhadas e parabólicas simples alongadas, ventos de SE-NW de pequena dispersão; (2) 9.000 a 4.000 AP - parabólicas compostas e aninhadas, escalonadas, superimpostas e digitadas, ventos de E-W e SE-NW mais dispersos e (3) 4.000 a 900 anos - parabólicas aninhadas e alongadas assimétricas, ventos de SE-NW com menor dispersão; √Diversidade de formas atribuída a variabilidade regional dos rumos de paleoventos; √Não deposição de 10.500 a 9.000 AP sugere aumento da umidade; √Deposições eólicas no Holoceno Tardio coincide com aumento da aridez e possivelmente relacionadas aos efeitos do El Niño; √Predomínio de morfologia parabólica indica que as deposições ocorreram em paralelo à vegetação, o que sugere índices de precipitação não muito baixos.

Fonte: compilação de dados de BARRETO et al., 1997; BARRETO et al., 2002.

Registro eólico do sub-médio rio São Francisco (PE)

Características atuais √Distribuição pluviométrica irregular, chuvas no verão, geradas pela ZCIT; √Meses chuvosos de março a abril e médias mensais acima de 120 mm e meses secos de agosto a outubro abaixo de 10 mm; √ Temperatura média mensal de 26,4°C e pouca variação do mês mais frio (agosto) e mais quente (janeiro); √Domínio de alísios de SE gerados pelo Anticiclone do Atlântico Sul, com influência na posição da ZCIT e Massa Equatorial Continental. Interpretação paleoclimática √Ocorreu três episódios de deposição eólica: (1) 57.000 AP; (2) 52.200 AP e (3) 11.600 AP; √Configuração topográfica da região canalizou os alísios de SE na direção SE-NW no vale do São Francisco, movimentando areias às suas margens e confirmando a mesma direção

dos ventos atuais; √Aumento de umidade na transição Pleistoceno-Holoceno pode ser uma das causas de estabilização eólica; √Morfologia das dunas revela pouca variação dos alísios de SE no Pleistoceno Tardio e idades de LOE são correlacionadas as de TL das dunas da Bahia.

Fonte: compilação de dados de FERREIRA et al., 2013.

Bioma Pantanal

Registro eólico de Nhecolândia (MS)

Características atuais √Inundações anuais entre janeiro (verão) a maio (outono); √Sedimentação e inundações condicionadas às mudanças paleoclimáticas, dinâmica sedimentar e tectônica associada à região Andina.

Interpretação paleoclimática √Eventos climáticos do Quaternário gerou as lagoas salinas de Nhecolândia, porção sul do megaleque Taquari, de direção NE-SW, interpretadas como antigas depressões interdunas, rodeadas por elevações -“cordilheiras” de 4 m de altura e segundo Soares et al. (2003), em forma de meia-lua (lunette), descontínuas, com areias finas a médias, boa seleção, às vezes bimodais, sem estrutura visível e retrabalhamento eólico; √Erosão eólica mais eficaz no UMG, em clima frio e seco, pela redução da precipitação e rebaixamento do lençol freático; √Paisagem da região mudou em adaptação ao clima úmido e quente do Holoceno; √Datações de LOE indicam praias salinas com idade entre 46.760 e 10.500 AP e “cordilheiras” entre 10.160 e 4.800 AP.

Fonte: compilação de dados de SOARES et al., 2003; ASSINE e SOARES, 2004.

Pelo exposto, a aridez do clima é que mais se associa à formação de dunas, mudanças em suas formas e estratificação, aos processos morfopedogenéticos e biológicos posteriores. Por isso a importância de se entender os paleoclimas atuantes no contexto estudado, pois que, devido à menção constante de ações paleoclimáticas na formação de dunas inativas, prosseguem discussões sobre paleoclimas do Quaternário, e em especial em áreas de Cerrado.

2.3 Paleoclimas no Quaternário Tardio Brasileiro

2.3.1 Perspectivas e indicadores de reconstituição dos paleoclimas

O Quaternário foi a fase das grandes glaciações do Hemisfério Norte, onde a sucessão de períodos glaciais e interglaciais define sua cronologia, sendo mais aceita a que posiciona o Pleistoceno Inferior entre 2,6 milhões a 800 mil AP; o Médio de 800 a 100 mil AP; o Superior de 100 a 11.500 mil AP e por fim, o Holoceno de 11.500 mil AP até o presente (SUGUIO, 2010). Seus registros representativos, nomeados *proxy records*, incluem informações de temperatura, umidade, composições químicas do ar, água, solo, biomassa e vegetação.

No Brasil, as pesquisas têm sido baseadas em diferentes abordagens. Enfatizam correspondência entre climas semiáridos do Hemisfério Sul, quando ocorreram grandes aplainamentos do relevo, com as glaciações do Hemisfério Norte e ressaltam influência de mudanças climáticas sobre o relevo (AB'SABER, 1957; 1967). Assim, espaços ocupados por clima seco resultante do UMG, são testemunhados por minienclaves de vegetação xerófila que indicam o efeito do clima seco no Pleistoceno Tardio, expansão da Caatinga em áreas de

Cerrado e sua ampliação em regiões de floresta, considerado o modelo biogeográfico de Ab'Sáber (AB'SABER, 1977). Ideia defendida por Haffer (1969) como Teoria dos Refúgios, que supõe expansão da Floresta Amazônica nas fases úmidas e retração nos estágios secos.

Porém, para Barberi e Lima Ribeiro (2008), a teoria vem sendo contestada por outros pesquisadores, com base em diversos indicadores, como os resultantes da palinologia, que não sugerem fragmentação, mas somente alterações de composição florística e perda de floresta em zonas periféricas localizadas. Desta forma, as pesquisas vêm revisando esses modelos ao exporem um quadro mais complexo (KIPNIS e SCHEEL-YBERT, 2005). Suguio (2010), por exemplo, afirmou que as primeiras pesquisas não contaram com datações absolutas, o que dificulta bastante às interpretações. Todavia, Araujo (2013), lembrou que têm sido utilizados outros métodos, palinológicos, de isótopos de oxigênio em espeleotemas e de carbono no solo, dados sedimentares e simulações climáticas, o que pode suprir essa carência.

A palinologia estuda microrrestos florísticos (polens) em sedimentos argilosos e/ou silticos e areias com abundante matriz pelítica (SUGUIO, 2010). É comum o uso da análise isotópica de carbono nos solos, absorvido pela decomposição de plantas e para Araujo (2013), o metabolismo é desmembrado em ^{13}C , árvores de floresta ou ^{14}C , de vegetação aberta. Os isótopos de oxigênio fornecem paleotemperaturas e segundo Salgado-Labouriau (2007), indicaram que períodos interglaciais favoreceram o crescimento da cobertura vegetal. Simulações climáticas também têm sido empregadas, porém Valdes (2000) admitiu que a América do Sul desafia os modelos, pois nas planícies tropicais elas dependem da precisão de processos de convecção, cobertura de nuvens e da terra. Já a luminescência consiste na associação do cristal natural com radiações ionizantes e baseia-se em propriedades do quartzo ou feldspato. Para Stokes (1999), a LOE é mais coerente que TL, pois liberação de cargas aprisionadas por estímulo, mais próxima ao natural por iluminação solar, que aquecimento térmico. Sallun et al. (2007) lembraram pesquisas de TL em 1950 e LOE 1980. A TL, como apontou Preusser et al. (2008), desenvolveu-se para identificar idades da queima da cerâmica arqueológica no ato da manufatura e a aplicação encorajou estudos com sedimentos, como pesquisa de Huntley et al. (1985) pioneira em LOE para datar sedimento. Como afirmaram Preusser et al., (2008), a primeira pesquisa em dunas ocorreu em 1982 no Rajastão, Índia, e desde então várias se sucederam, como dos desertos de Kalahari, Namíbia, Sahara e Austrália.

E enfim, no presente caso, houve um interesse específico pelos paleoclimas do Holoceno, no Bioma Cerrado e no Brasil Central, onde se situa o MT1, como a seguir.

2.3.2 Breve síntese dos cenários paleoclimáticos do Cerrado no Brasil Central

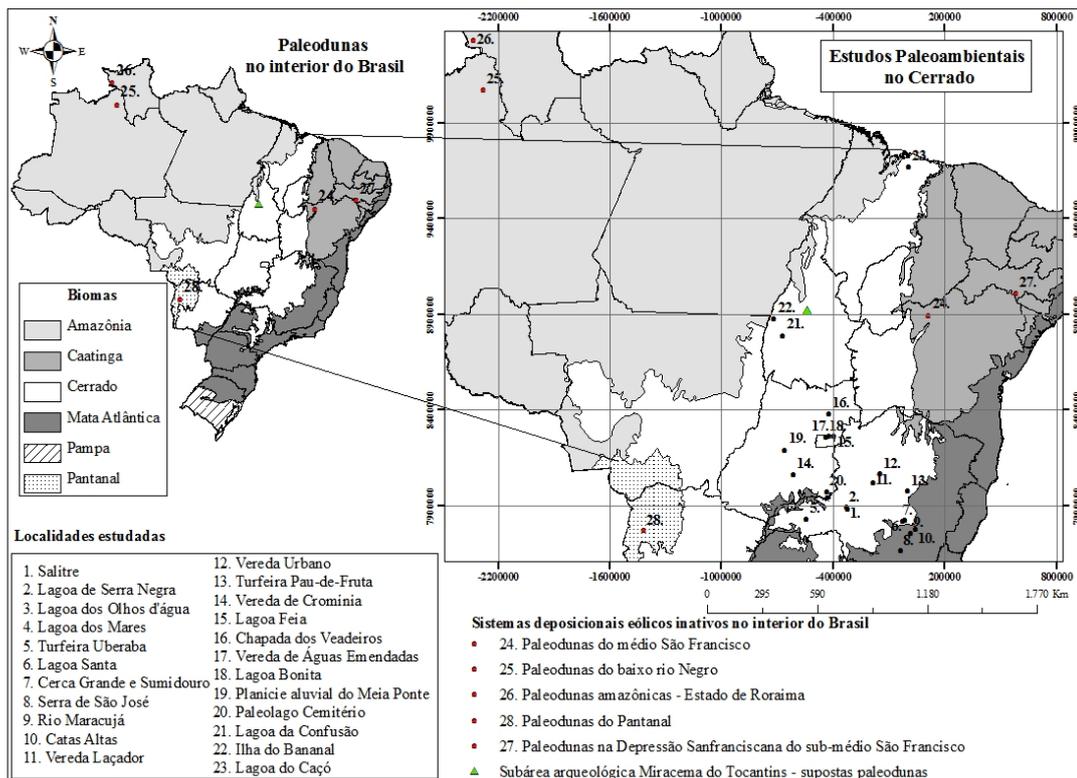
Estudos têm associado o quadro paleoclimático do Quaternário como submetido ao clima frio e às extensas glaciações do Hemisfério Norte. Mas, no continente Sul Americano o avanço de geleiras ocorreu apenas nas altas montanhas, embora tenham sido registradas mudanças no regime de temperatura e precipitação (FONTANA et al., 2012). Barberi e Lima Ribeiro (2008) destacaram influências nos níveis do mar e nos lagos andinos e mudanças no relevo compondo e distribuindo a vegetação. Para estes autores, a maior fonte de dados na América do Sul teve origem nos Andes, pois nas terras baixas tropicais limitou-se à última glaciação: Glacial Inferior de 90 a 75 mil AP e Peniglacial de 75 a 13 mil AP. Barros et al. (2011) afirmaram que o continente sul americano reúne mais dados a partir do UMG.

Este cenário teria contribuído para a formação de paleodunas. Autores que as estudaram as têm relacionado ao clima do UMG (MUHS e ZARÁTE, 1999; GOUDIE 2009). Até porque, durante o Quaternário ocorreram mudanças severas na natureza e frequência dos processos eólicos nas grandes áreas desérticas do mundo (TCHAKERIAN, 2009). Também na América do Sul, muitos sistemas eólicos foram formados no UMG, mas a maioria no Holoceno Médio e Tardio, por retrabalhamento da areia de deposições antigas (MUHS e ZARÁTE, 1999). Goudie (2009) relacionou os depósitos na região dos Llanos ao norte, nos Pampas ao sul e nas extensas áreas de planalto do continente.

E assim, adiante foram discutidos os paleoclimas do Cerrado, baseado em uma extensa revisão bibliográfica, de trabalhos de 23 regiões datadas desde o Peniglacial Médio (Figura 15). Esta análise também procurou obter algumas informações que permitiram reconstituir as possíveis condições paleoambientais naturais concomitantes à formação do sítio MT1.

Pela maior quantidade de pesquisas em Minas Gerais, o Quadro 6 expôs apenas dados deste Estado, das localidades: Lagoa Campestre em Salitre, Lagoa de Serra Negra, Lagoa dos Olhos d'Água, Lagoa dos Mares, Turfeira Uberaba, Lagoa Santa e lagoas próximas ao afloramento Cerca Grande e Sumidouro, Serra de São José em Prados, bacia do rio Maracujá em Ouro Preto, serra do Espinhaço em Catas Altas, Vereda Laçador e Vereda Urbano em Buritizeiro e Vereda Pau-de-Fruta na serra do Espinhaço em Diamantina. Já o Quadro 7 exibiu os registros de Goiás: Vereda de Cromínia, Lagoa Feia em Formosa, Chapada dos Veadeiros, bacia do Rio Meia Ponte (região de Goiânia e córrego Pé-de-pato) e Paleolago Cemitério em Catalão; do Distrito Federal: Lagoa Bonita e Vereda de Águas Emendadas; do Tocantins: Lagoa da Confusão e Ilha do Bananal em Pium e do Maranhão: Lagoa do Caçó.

Figura 15. Localização das áreas de algumas pesquisas paleoambientais no Cerrado.



Organização: Lima, 2015.

Esta revisão também permitiu elaborar mapas temáticos com a localização das áreas, expondo as situações paleoclimáticas no Cerrado, do Peniglacial Médio ao Holoceno. Foram expostos com ícones (quente, frio, seco, úmido, hiato de sedimentação e deposição de turfa) visando à interpretação espacial dos paleoclimas identificados (Figuras 16A a 16 D). As condições climáticas de cada período datado, nas localidades acima referidas, foram expressas em cores, em menção a umidade e temperatura. Os indicadores utilizados em cada pesquisa, também foram identificados conforme a abreviatura que segue (Quadro 5).

Quadro 5. Legenda dos quadros-síntese indicativa das condições paleoclimáticas em áreas de Cerrado.

Umidade	Mais úmido	Úmido	Semiúmido	Início de formação do solo ou turfa ou nível fitofossilífero	Hiato de sedimentação	Seco	Árido
Temperatura	<p>(Q) aumento de temperatura - mais quente que o presente</p> <p>(F) diminuição de temperatura - mais frio que o presente</p> <p>(=) temperatura similar a atual</p>						
Indicador paleoclimático	<p>- Palinologia: Palino.</p> <p>- Fitólito: Fito.</p> <p>- Estratigráfico: Estra.</p> <p>- Luminescência Opticamente Estimulada: LOE</p> <p>- Paleobotânica: Paleobo.</p>			<p>- Isótopo de carbono no solo: Isót. C.</p> <p>- Datação de camada orgânica: Dat. Cam. Org.</p> <p>- Geoquímico: Geoq.</p> <p>- Termoluminescência: TL</p>			

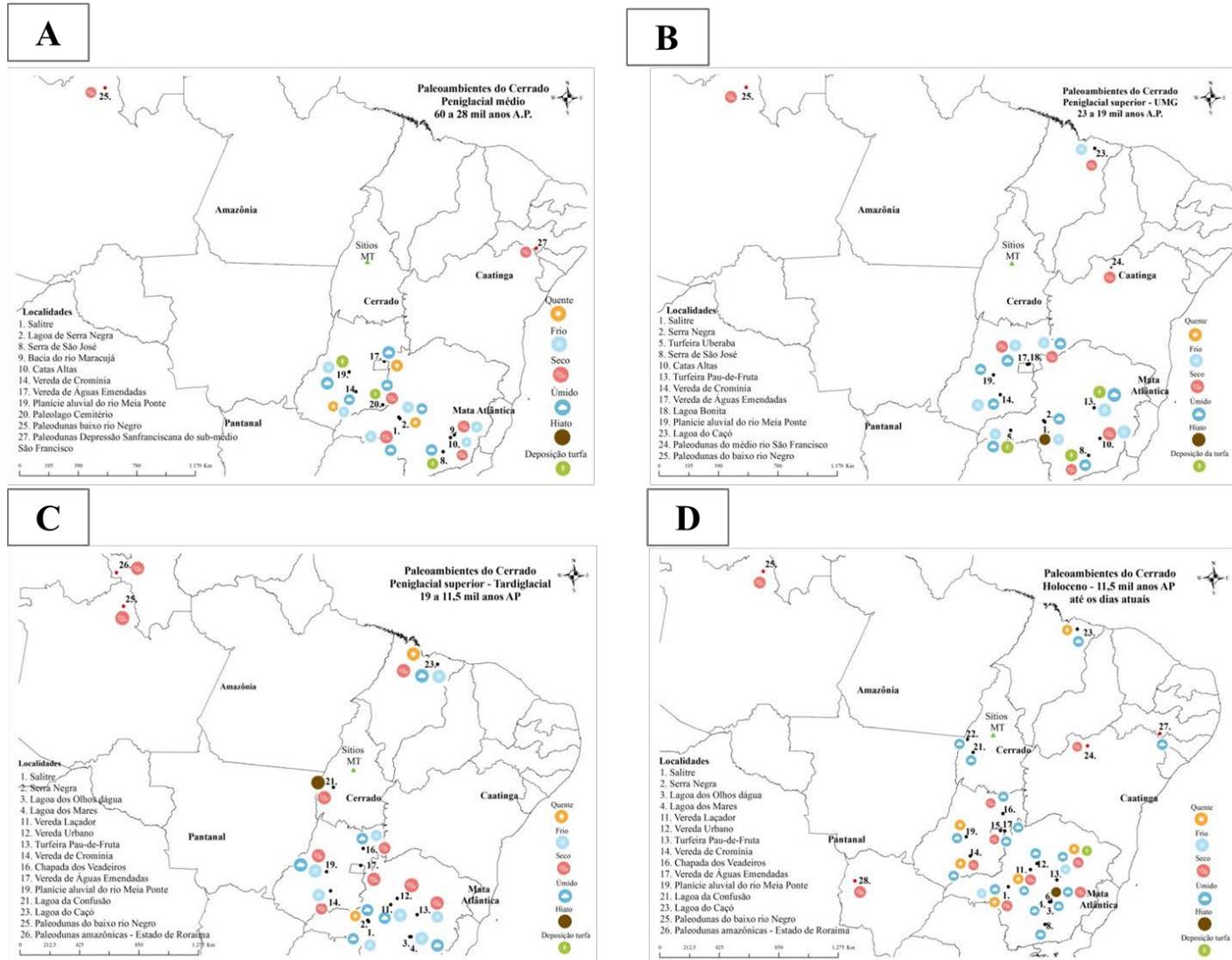
Quadro 6. Quadro-síntese dos registros paleoclimáticos do Cerrado - sudeste do Brasil.

Minas Gerais												
Indicador	a- Palino. b- Isót. C.	Palino.	Palino.	Palino.	Fito.	a- Dat. Cam. Org. b- Palino.	Estra. Geoq.	Palino. Estra.	Palino.	Palino.	Palino.	Palino.
Local	Lagoa Campestre Salitre a b	Lagoa Serra Negra	Lagoa dos Olhos	Lagoa dos Mares	Turfeira Uberaba	Lagoa Santa a b	Serra de São José	Bacia do rio Maracujá	Catas Altas	Vereda Laçador	Vereda Urbano	Turfeira Pau-de-fruta
Referência bibliográfica	Ledru, 1993; Ledru et al., 1996.	De Oliveira, 1992	Raczka, 2009; Raczka et al., 2013.	Raczka, 2009; Raczka et al., 2013.	Borba-Roschel et al., 2006.	Araujo et al., 2005.	Silva et al., 2004.	Gomes, 2008.	Behling e Litchie, 1997	Cassino e Meyer, 2013.	Lorente et al., 2010.	Horák, 2009.
Holoceno tardio	160			2.750		1.570 Sumid. 2.630 Sumid. 2.800 Cerca Grande				2.140 a 1.330		430 (Q)
Holoceno médio	4.350 a 3.060 5.500 a 4.500		3.000 a 500 5.500 a 3.000			3.000 a 1.800 5.300 a 3.400	3.750			7.020 a 2.140	6.000 a 1.500	5.200 (Q) 6.400 a 5.000 6.700
Holoceno inicial	9.200 a 8.000 (F) 11.000 a 10.000 (F)			9.200 a 2.750		9.680 Cerca Grande				9.935 a 7.020 (Q) 10.660 a 9.935		9.030 a 7.300
Peniglacial Superior Tardiglacial	12.890 a 10.350 (F) 16.800 a 14.230 (F)	12.000	12.600 a 5.500 (F)	15.000 a 9.200 (F)						13.000 a 11.600 (=) 13.245 a 13.000 (F)	13.120 a 11.640	
Peniglacial Superior Último Máximo	Hiato						Sem data 21.210 24.060					20.000 a 14.000 (F)
Peniglacial médio	28.740 (F) 32.030 (F) 40.000 a 33.000 (F) 50.000 a 40.000	39.930 a 14.340			27.500 (F)			32.000	32.000 (F)			20.359 (F) Antes de 20.359 (F)

Quadro 7. Quadro-síntese dos registros paleoclimáticos do Cerrado - centro-oeste, norte e nordeste do Brasil.

Indicador	Goiás e Distrito Federal						Tocantins		Maranhão			
	Palino.	Palino.	Palino.	Palino.	Palino.	Palino.	Paleobo. TL LOE	Palino.	Palino.	Palino.		
Local	Vereda de Cromínia	Lagoa Feia	Chapada dos Veadeiros	Vereda de Águas Emendadas	Lagoa Bonita	Rio Meia Ponte	Paleolago Cemitério	Lagoa da Confusão	Ilha do Bananal	Lagoa do Caçó		
Referência bibliográfica	Ferraz-Vicentini e Salgado-Labouriau, 1996.	Ferraz-Vicentini, 1999.	Ferraz-Vicentini, 1999.	Barberi et al., 2000.	Barberi, 2001.	Rubin, 2002; Lima Ribeiro et al., 2003; Papalardo do Carmo et al., 2003.	Cardoso, 2007.	Behling, 2002.	Mendes, 2013.	Sifeddine et al., 2003.	Ledru et al., 2006.	Jacob et al., 2007
Holoceno tardio		64 (=) 773 a 64	1.330	1.600					304 770 a 304			
Holoceno médio		2.212 a 773 3.010 a 2.012 4.850 a 3.010 5.280 a 4.850										
Holoceno inicial			5.870	5.600 a 2.600								
Peniglacial Superior Tardiglacial			7.845	7.200								
Peniglacial Superior Último Máximo Glacial												
Peniglacial médio												

Figura 16. Panoramas paleoclimáticos identificados no Cerrado.



Organização: Lima, 2015.

Os períodos considerados nos Quadros 6 e 7 e na Figura 16, expostos anteriormente, devido ao interesse da presente pesquisa, foram agrupados e comentados a seguir.

2.3.2.1 *Pleistoceno Superior - 100.000 a 11.500 anos AP*

a) Peniglacial Médio - 60 a 28 mil anos AP

Em termos globais nesse período, houve um grande acúmulo de gelo nos continentes, redução do nível do mar e toneladas de poeira e de gases sulfurosos decorrentes de erupção vulcânica, reduzindo a luz na superfície e acentuando o frio (URIARTE, 2010). Na América do Sul, a redução do dióxido de carbono, metano e vapor d'água acentuou o frio e o avanço de geleiras no sul dos Andes, na Patagônia e na Antártica. No Brasil, as características do Cerrado durante o Peniglacial Médio indicaram o que segue (Quadro 8).

Quadro 8. Situação paleoclimática do Cerrado no Peniglacial Médio.

√As pesquisas reconheceram nove registros e os dados foram concordantes ao quadro global, pois mostraram tendência de temperaturas mais frias que a atual, contudo, exibiram respostas diferentes à precipitação (Figura 16A). Em MG, entre 50.000 e 40.000 AP, Salitre exibiu paisagem similar à encontrada atualmente na porção norte e central da Argentina, de clima frio e seco (LEDRU et al., 1996); Catas Altas distinguiu temperaturas baixas e frequentes frentes frias da Antártica de 47.740 a 26.500 AP (BEHLING e LICHTER, 1997); Serra Negra apresentou hiato na sedimentação após 27.000 AP (DE OLIVEIRA, 1992) e a bacia do rio Maracujá ausência de elementos arbóreos em 32.000 AP (GOMES, 2008). Em GO, na bacia do rio Meia Ponte, Rubin (2002) sugeriu oscilações de temperatura e umidade, embora Papalardo do Carmo et al. (2003) indicaram retração arbórea em 41.839 AP. No depósito fitofossilífero Cemitério houve seca em 40.000 AP (CARDOSO, 2007).

b) Peniglacial Superior - 28 a 13 mil anos AP

Último Máximo Glacial - UMG - 23 a 19 mil anos AP

No UMG houve fase seca e fria, embora para Sifeddine et al. (2003), com diacronismo possivelmente por respostas regionais frente alterações climáticas, posição e intensidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e trajetória da advecção polar. Estudos do “Climate Long Range Investigation, Mapping and Prediction” (CLIMAP) indicaram oceanos cobertos por gelo, temperaturas baixas e aumento de campos e desertos (SUGUIO, 2010). As pesquisas revelaram queda de temperatura na América do Sul, mas a área coberta por gelo não foi extensa, pois o mar impedia seu avanço, embora apresentassem aridez por desaceleração do ciclo hidrológico e aumento dos alísios no Atlântico (URIARTE, 2010).

Modelos climáticos, segundo Araujo (2013), reportaram cenários complexos. Wainer et al. (2005), indicou a região tropical mais seca, exceto o NE do Brasil, pois no verão a ZCIT

não se estendeu a todo o continente. Simulação do Atlântico Sul em comparação a outros modelos sugeriram precipitação similar ao presente (OLIVEIRA et al., 2007). Para Shimizu (2008), o Modelo Estatístico-Dinâmico de Saltzman (1972) indicou menor resfriamento que o Modelo de Circulação Geral, queda da precipitação, ventos de oeste, leste e célula de Hadley intensificados pelo maior gradiente meridional de temperatura e pequena variação solar.

Vários autores reconheceram fluxos intensos de poeira no fundo oceânico e geleiras dos Andes (MUHS e ZÁRATE, 1999; GOUDIE, 2009). Mahowald et al. (1999) associaram os fluxos a eventos eólicos baseando em três argumentos: intensidade do vento poderia transportar mais poeira; redução do ciclo hidrológico manteria a poeira suspensa por mais tempo e redução da vegetação e umidade do solo aumentaria áreas-fonte. Iriondo (1999) mencionou a formação de dunas nas terras baixas do Paraguai e Bolívia. Para o Cerrado brasileiro, as características paleoclimáticas no UMG indicaram o que segue (Quadro 9).

Quadro 9. Situação paleoclimática do Cerrado no UMG.

√No UMG, 11 registros foram identificados (Figura 16B). Similar ao cenário mundial teve tendência à queda de temperatura, intensificada em 20.000 AP e redução da precipitação como fenômeno regional, com retração de elementos arbóreos e ampliação de vegetação aberta, muito embora, a umidade apresentou variações;

√Algumas áreas tiveram períodos secos, embora não sincrônicos. Em MG, Salitre teve hiato na sedimentação entre 28.740 e 16.800 AP (LEDRU, 1993) e Catas Altas uma paisagem seca entre 26.500 e 18.000 AP (BEHLING e LITCHIE, 1997). No DF, Águas Emendadas exibiu desertificação no topo do platô de 21.450 a 7.200 AP (BARBERI et al., 2000) e na Lagoa Bonita houve tendência a redução da umidade em 22.980 AP (BARBERI, 2001). Cenário análogo ocorreu na Lagoa do Caçó (MA), pois Sifeddine et al. (2003) registraram entre 21.000 e 17.400 AP clima seco e ventos fortes enquanto Ledru et al. (2006) identificaram gramíneas de estepes em solo arenoso, de 20.000 a 17.000 AP, o que refletiu na ação entre a força de insolação, mudança da ZCIT e da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e incursões de ar polares equatoriais no inverno.

Tardiglacial - 19 a 11,5 mil anos AP

“O período entre o UMG e o início do Holoceno é bem reconhecido no Hemisfério Norte pelas mudanças climáticas drásticas de curto prazo” (ARAÚJO, 2013, p.140). A fase fria Heinrich 1 (H1) a 16.500 AP; o interestadial Bolling-Allerod de 14.500 a 13.000 AP e a época muito fria, Dryas recente, de 12.800 a 11.600 AP. Mas, não são bem reconhecidos no Hemisfério Sul, embora haja registro do Dryas na Lagoa do Caçó (MA). A causa provável deste evento foi o derretimento do manto de gelo Laurentide reduzindo a circulação de revolvimento meridional do Atlântico, que regula o clima nas altas latitudes (CARLSON, 2013). Nas pesquisas do MA, Ledru et al. (2002) sugeriram em 14.000 AP clima controlado pela ZCIT com variações na posição pelo gradiente de temperatura entre Polo e Equador,

influências do Ártico nas regiões tropicais e vegetação dominada pela maior penetração de ar frio. Medição de isótopos de hidrogênio em moléculas aquáticas e vegetais indicou cenário hidrológico árido de 13.500 a 11.800 AP (JACOB et al., 2007). Estudo progressivo, Sifeddine et al. (2003) identificaram frio de 16.200 a 14.700 AP, devido à advecção polar Antártica.

Pesquisas no sul e sudeste do país também sugeriram os eventos H1 e Dryas (CRUZ JR. et al., 2005; CRUZ JR. et al., 2006 e CRUZ JR. et al., 2009) e indicaram a assinatura isotópica variando com origem e quantidade de chuva, mudanças conduzidas por radiações de verão, controladas pela rotação da Terra e transporte meridional de massas de ar entre latitudes tropicais e médias. No Rio Grande do Norte, registro indicou redução da circulação do Atlântico Meridional, expansão de gelo marinho no Atlântico Norte deslocando ao sul a ZCIT e chuvas no nordeste. O Cerrado exibiu as características a seguir (Quadro 10).

Quadro 10. Situação paleoclimática do Cerrado no Tardiglacial.

√Foram reconhecidos sete registros e os dados confirmaram temperaturas mais baixas em praticamente todos (Figura 16C). Para Meyer et al. (2014), clima seco e mais frio ocorreu nas áreas acima de 700 m de altitude. Foi uma fase com tendência oscilatória ao aumento da umidade, pois ocorreram secas prolongadas em certas áreas; √MG registrou clima frio e seco na turfeira Pau-de-Fruta de 20.000 a 14.000 AP (HORÁK, 2009) e na vereda Urbano de 13.120 a 11.640 AP (LORENTE et al., 2010). Em GO, Cromínia teve clima seco e frio de 18.500 a 11.300 AP (FERRAZ-VICENTINI e SALGADO-LABOURIAU, 1996); a Chapada dos Veadeiros teve diminuição e/ou paralisação da sedimentação de 17.210 a 15.840 AP e de 15.840 a 7.845 AP (FERRAZ-VICENTINI, 1999); a bacia do rio Meia Ponte teve retração de elementos arbóreos em 17.848 AP, similar ao Córrego-Pé-Pato, em 15.000 AP (PAPALARDO DO CARMO et al., 2003). No DF, Águas Emendadas manteve a aridez do UMG (BARBERI, 2000) e no MA, a Lagoa do Caçó registrou desaparecimento abrupto de floresta e rebaixamento do nível da lagoa de 12.800 a 11.000 AP (LEDRU et al., 2006), gramíneas de clima semiárido de 20.000 a 19.000 e cenário hidrológico árido de 13.500 a 11.800 AP (JACOB et al., 2007). No TO, mesmo sem datação, a transição ao Holoceno teve fase seca, vegetação aberta com hiato ou escassa preservação de pólenes na Lagoa da Confusão (BEHLING, 2002). É a área mais próxima às supostas paleodunas estudadas.

2.3.2.2 Holoceno - 11,5 mil anos AP até os dias atuais

Elevação da temperatura global foi a principal característica do Holoceno (FONTANA et al., 2012). A despeito do clima mais ameno que o Pleistoceno, houve grande variabilidade na circulação atmosférica. Para Mayewski et al. (2004) ocorreram modificações abruptas, embora nem todos os registros responderam sincronicamente às mudanças, mas a maioria indicou resfriamento polar, aridez tropical e alterações da circulação atmosférica, como nas baixas latitudes, de 9.000 a 8.000 AP, com frio e seca, pelo enfraquecimento do sistema de monção, redução da evaporação dos oceanos frios e convenção térmica enfraquecida.

Esses padrões de circulação atmosférica foram influenciados por alternâncias da órbita da Terra (MAYEWSKI et al., 2004; FONTANA et al., 2012; FRITZ, 2013). Para Fritz (2013), no Holoceno Inicial a insolação de verão foi avivada nas médias e altas latitudes impactando organismos e ambientes e Uriarte (2010) reconheceu verões mais quentes e invernos mais frios no Hemisfério Norte. Neste período, a órbita da Terra se deslocou mais próxima ao Sol no inverno do Hemisfério Sul, recebeu maior insolação, reduziu a variação anual de temperatura e deslocou a ZCIT em direção ao sul, no verão do Hemisfério Sul, o que refletiu em menor intensidade e alteração ao norte da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (FONTANA et al., 2012). E para Dias et al. (2009), situou clima seco na área central do país.

O início desta aridez foi espacialmente variável, devido à interação da insolação com o manto de gelo Laurentide afetando dinâmicas atmosféricas regionais, além de alternâncias de insolação associadas à flutuação da precipitação no Hemisfério Sul (FRITZ, 2013). Esta, observada por Stríkis et al. (2011), em isótopos de oxigênio em MG, pois registraram variações nas chuvas de monções e precipitação coincidente aos ciclos “Bond”, isto é, flutuações do clima por reorganização da circulação atmosférica. Reconheceram eventos chuvosos a cada 300 anos no Holoceno Inicial e Médio e de 50 a 100 anos no Holoceno Tardio; frio atípico no Sistema de Monções da América do Sul no Atlântico Norte e a fase mais úmida em 8.200 AP pela redução da circulação oceânica que influenciou a temperatura do Atlântico e aumentou chuvas de monções na América do Sul. Para Wanner et al., (2008), ciclos “Bond” no Hemisfério Sul foram incertos e Fritz (2013) ressaltou dificuldade em definir se estas variações foram mecanismos de força comum, devido ao controle cronológico.

Para o Holoceno Médio, de 8.300 a 5.000 AP, foram discutidas teorias sobre sua sequidão. Fairbridge (2009) relatou aumento de temperatura no estágio hipsitermal, substituindo o termo “ótimo climático”. Dunas nos Llanos do Orinoco e Cerrado na área central da Amazônia sugeriram migração da ZCIT para o sul do continente (IRIONDO, 1999). Muhs e Zárate (1999) destacaram atividade eólica nos Pampas argentinos e Mayewski et al. (2004) enfatizaram redução do nível do Lago Titicaca nos Andes de 6.000 a 5.000 AP e aridez na Amazônia de 3.500 a 2.500 AP. Portanto, para Araujo (2013), o clima não seria “ótimo”, pois aumentou a temperatura, mas com baixa precipitação e seca em certas regiões.

Modelagens mostraram enfraquecimento da precipitação, exceto no NE do Brasil e pressão ao nível do mar de clima seco e frio (VALDES, 2000). Com o Modelo de Circulação Geral do INPE, parâmetros orbitais e de CO₂ de 6.000 AP, Melo e Marengo (2008) indicaram diminuição do ciclo sazonal da insolação, umidade no NE, queda de precipitação na

Amazônia, SE, S e Centro-Oeste do país e aumento do vento E sobre o continente. Dias et al. (2009) revelaram migração ao sul, da ZCIT no verão, pelo impacto da força de insolação e migração da ZCAS ao norte, corroborando clima frio, precipitação no NE e seca nas demais regiões. Recentemente, Prado et al. (2013), apresentaram amplo panorama da porção oriental da América do Sul no Holoceno Médio e assinalaram que a maioria das pesquisas expôs déficit hídrico, salvo o NE do país e a baixa insolação no verão que enfraqueceu o sistema de circulação monçônico, diminuiu a precipitação sobre a ZCAS e redução do nível dos lagos. Seguem características das áreas de Cerrado apresentadas pelas pesquisas (Quadro 11).

Quadro 11. Situação paleoclimática do Cerrado no Holoceno.

√Pesquisas distinguiram 14 registros, com fases secas e frias e aumento gradual de temperatura e umidade, confirmando variabilidade da circulação atmosférica (Figura 16D). No Holoceno Inicial, Salitre (MG) identificou condições não favoráveis às florestas de 11.000 a 10.000 AP, mas admite-se fase seca curta, pois de 9.200 a 8.000 AP persistiu clima frio, mas úmido (LEDRU, 1993). De modo similar, de 11.000 a 8.500 AP, a Lagoa de Caçó (MA) teve clima úmido interrompido por fases secas e em 8.500 AP aumento de temperatura e umidade (LEDRU et al., 2006). Oscilações também registradas na vereda Laçador (MG), pois Cassino e Meyer (2013) verificaram temperatura baixa e seca prolongada de 11.600 a 9.935 AP e aumento de umidade e temperatura de 9.935 a 7.020 AP. Em GO, de 10.500 a 7.700 AP, Cromínia teve fase seca similar ao Pleistoceno final, mas sem frio (FERRAZ-VICENTINI e SALGADO-LABOURIAU, 1996) e no rio Meia Ponte, Lima Ribeiro et al. (2003) mostraram aumento de temperatura em 11.000 AP, acentuada em 7.500 AP;

√Em MG, entre o Holoceno Médio e Holoceno Tardio, Salitre teve episódio seco de 5.500 a 4.500 AP (LEDRU, 1993), embora Pessenda et al. (1996) identificaram plantas de ambiente de floresta desde 12.000 AP; em Serra Negra, houve registro de clima sazonal; na turfeira Pau-de-Fruta houve sequeidão em 6.700 AP e em 430 AP (HORÁK, 2009) e na vereda Laçador de 7.020 a 2.140 AP e de 2.140 a 1.330 AP hiato deposicional em fase semiárida (CASSINO e MEYER, 2013). Lagoa Santa, registrou clima seco antes de 5.400 AP (PARIZZI et al., 1998) e Araujo et al., (2005) distinguiram domínio dessas condições, pois que, a maioria dos enterramentos em sítios arqueológicos da região foi identificada entre 11.380 e 8.970 AP e de 1.940 a 940 AP, sugerindo abandono nos demais períodos (secos). Porém, perto de Lagoa Santa, na Lagoa dos Olhos d'Água, Lagoa dos Mares e Ribeirão da Mata, não houve evidência de vegetação florestal suprimida e a causa do abandono dos sítios, o conhecido hiato do arcaico, pode ser oscilações do El Niño com clima de monção, ora muito seco ou úmido (RACZKA et al., 2013). Para Raczka et al. (2013), microclima pode ser uma das causas da instabilidade climática gerando abandono regional em situações anuais e não evento milenar único transformando a região em bioma árido. Em GO, fases secas foram identificadas na Chapada dos Veadeiros em 7.845 AP e 1.303 AP e na Lagoa Feia de 5.280 a 4.850 AP; 3.010 a 2.212 AP e de 773 a 64 AP (FERRAZ-VICENTINI, 1999). Em oposição, registros do TO relacionaram clima úmido: na Lagoa da Confusão, Behling (2002) evidenciou Cerrado e Mata de Galeria em 6.200 AP e na Ilha do Bananal, Mendes (2013) identificou floresta, elementos savânicos e diversidade de espécies no Holoceno Tardio, com floresta associada ao aumento da precipitação.

Enfim, o conjunto de dados disponíveis mostrou algumas tendências, que confrontadas aos períodos de atividade eólica em outros biomas, ajudaram a compreender sua possível ocorrência na região do médio rio Tocantins, onde está assentado o sítio arqueológico estudado. A partir desta revisão, foram elaborados quatro Panoramas Paleoclimáticos para o Cerrado: Peniglacial Médio; UMG; Tardiglacial e Holoceno (Quadro 12), os quais também foram discutidos no Capítulo 6, em convergência aos demais dados da pesquisa.

Quadro 12. Panoramas Paleoclimáticos do Cerrado durante o Quaternário Tardio.

Panorama Paleoclimático (1) - Peniglacial Médio - datações eólicas de 28.000 a 57.000 AP
A América do Sul evidenciou um período de intensificação do frio. E nas áreas de Cerrado, ao sul e sudeste do médio rio Tocantins, fases secas e de temperaturas baixas foram identificadas em Salitre, Catas Altas, bacia do rio Maracujá, Serra Negra e Paleolago Cemitério. A leste, foram reconhecidas deposições eólicas no médio rio São Francisco (BA) a partir de 28.000 AP e no sub-médio rio São Francisco (PE) em 57.000 AP e 52.200 AP; a noroeste, na área do baixo rio Negro (AM) em 32.600 AP e a sudoeste, na região do Pantanal em 46.760 AP.
Panorama Paleoclimático (2) - UMG - datações eólicas de 15.000 a 22.800 AP
As pesquisas revelaram queda de temperatura na América do Sul e a região tropical mais seca como fenômeno regional, também associada à incidência de eventos eólicos. E assim, modelos atuais de circulação atmosférica indicaram uma época de grande aridez, e estas evidências se acumulam com os estudos do Cerrado, porquanto ampliaram as condições de secura em Salitre, Catas Altas, Lagoa Bonita e Vereda de Águas Emendadas, localidades a sul e sudeste do médio rio Tocantins e na Lagoa do Caçó, a nordeste da região estudada. Além de registros eólicos a noroeste, de 22.800 a 22.000 AP no baixo rio Negro (AM) e a leste, no médio rio São Francisco (BA), cujo início na fase anterior, se estendeu até 15.000 AP.
Panorama Paleoclimático (3) - Tardiglacial - datações eólicas de 11.800 a 17.200 AP
Na transição do Pleistoceno-Holoceno ocorreram fases secas, alternadas com umidade. Estes períodos de sequidão foram observados a nordeste do médio rio Tocantins, na Lagoa do Caçó, e a sul e sudeste, na Turfeira Pau-de-fruta, na Vereda Urbano, em Cromínia, na Chapada dos Veadeiros, na bacia do rio Meia Ponte e em Água Emendadas. Na Lagoa da Confusão (TO), o registro mais próximo ao médio rio Tocantins, embora sem datação, houve hiato deposicional na sedimentação, que sugere déficit hídrico. Neste estágio também houve deposições eólicas a noroeste, de 17.200 a 12.700 AP no baixo rio Negro (AM), e pela forma das dunas, estratigrafia e clima de áreas vizinhas, a pesquisa de Roraima distinguiu o evento árido nesta fase. Mas, no sub-médio rio São Francisco (PE), umidade e colonização vegetal estabilizaram as dunas em 11.800 AP.
Panorama Paleoclimático (4) - Holoceno - datações eólicas de 900 a 10.500 AP
No Holoceno há grande variabilidade climática, pois logo na sua fase inicial, pesquisas apontaram flutuação da precipitação no Hemisfério Sul e indicação de secura na área central do Brasil, embora espacialmente variável. Quanto aos registros de Cerrado do entorno da região do médio rio Tocantins, exibiram ambientes expostos às distintas condições do clima: úmido, mas interrompido por fases secas, como nas localidades a sul e sudeste, tal qual Salitre e Vereda Laçador, e a nordeste, na Lagoa de Caçó. Neste período houve registro eólico a noroeste, de 10.400 a 7.800 AP no baixo rio Negro (AM), a sudoeste, no megaleque Taquari (MS) - praias salinas em 10.500 AP e “cordilheiras” em 10.160 AP e a leste, nas paleodunas do médio rio São Francisco (BA) de 9.000 a

4.000 AP. No Holoceno Médio, estudos também sugeriram baixa precipitação e déficit hídrico em algumas regiões na América do Sul, exceto no nordeste do Brasil. No Cerrado, mais áreas a sul e sudeste do médio rio Tocantins indicaram esse clima seco, como na turfeira Pau-de-Fruta, na Vereda Laçador, na Chapada dos Veadeiros e em Lagoa Santa, apesar de outras áreas próximas (Lagoa dos Olhos d'Água, Lagoa dos Mares e Ribeirão da Mata) não evidenciar uma permanência prolongada da aridez, mas oscilações. E, além disso, a própria Lagoa da Confusão (TO) também apresentar um clima úmido em 6.200 AP. Em síntese, essa variação do clima no Cerrado durante o Holoceno é justificada pela divisão do Brasil Central: área nuclear com tendência a aumento de umidade e zona periférica a leste e sul, com oscilações pela incursão de frentes polares antárticas e fases secas no Holoceno tardio, correspondente ao El Niño ou deslocamento ao norte da ZCIT (ARAÚJO, 2013). Ao mesmo tempo, é necessário reconhecer que a escala palinológica da maioria dos estudos não foi tão precisa, logo, a pesquisa de Stríkis et al. (2011) com isótopos de oxigênio em MG foi importante, pois mostrou vários intervalos de precipitação, seja no Holoceno Inicial, Médio ou Tardio. No Holoceno Médio, pesquisas mostraram a formação de dunas em regiões da América do Sul e no Brasil, a atividade eólica em Roraima, de 7.000 a 4.000 AP e a noroeste da área estudada, foi associada ao aumento do El Niño e no Holoceno Tardio registradas deposições no médio rio São Francisco (BA), de 4.000 a 900 AP e nas “cordilheiras” (MS) em 4.800 AP.

CAPÍTULO 3 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Como a localização da área de estudo já foi apresentada, neste capítulo foram expostos atributos geoambientais da região do médio rio Tocantins, de interesse para esta pesquisa, a saber: clima, geologia, relevo, solo e hidrografia, considerados importantes diante da posição e datações do sítio. As características do meio físico são relativas ao tempo presente, pois um dos objetivos da pesquisa foi estabelecer inter-relações que permitisse identificar a sequência de eventos que marcaram a evolução e distribuição dos recursos naturais ao longo do tempo. E então, recorrer a indícios que em conjunto se corroborassem, mutuamente, para avaliar possíveis mudanças paleoambientais que auxiliariam a explicar o registro.

3.1 Clima

A área de estudo situa-se na transição entre o alto Tocantins, de clima tropical continental úmido, e o baixo Tocantins, de clima equatorial. Essa área é controlada, sobretudo, pelos sistemas atmosféricos da Faixa Equatorial: Massa de ar equatorial continental e da Faixa Tropical: Massa tropical atlântica e Massa tropical continental, que refletem na formação de dois tipos de tempo: uma fase seca e uma úmida. Convém alertar para o que Mendonça e Danni-Oliveira (2007) assinalaram, que no domínio climático tropical úmido-seco da região central do país, encontra-se um clima entre o equatorial e o desértico.

Assim, a região apresenta uma dinâmica resultante do domínio de ventos quentes e secos de Nordeste (NE), provenientes da massa Tropical Atlântica. Contudo, é afetada por sistemas extratropicais, sobretudo incursão da Frente Polar Atlântica, portanto, no inverno (junho a agosto) a região é invadida pelos ventos Sul (S), trazendo declínio da temperatura. Com o final da primavera (novembro) a massa tropical retorna, eleva a temperatura e expande o ar quente e úmido, originário da região Amazônica, que se acentua no verão, com ventos de Oeste (W), que provocam fortes chuvas. No outono (abril) ocorre o enfraquecimento de ventos de Oeste (W) com progressiva penetração dos de Nordeste (NE), reiniciando o ciclo.

Dessa forma, a região é caracterizada por relativa regularidade climática com estações que exibem pequenas variações anuais. O período seco, de abril a setembro, de baixa umidade relativa do ar, é a estação mais amena, com temperaturas baixas, sob influência de sistemas polares e circulação da atmosfera preferencialmente a Leste, por isso considerada inverno. E neste caso, também associada aos sistemas frontais que transportam massas de ar de origem polar aos trópicos e se deslocam de SW-NE. Já o chuvoso, de outubro a março, é também a época mais quente, incluindo a primavera e o verão e influenciada por sistemas tropicais, pois

que, ocorre a penetração de ar equatorial afetado pela região amazônica, esta, que no verão do Hemisfério Sul recebe influência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

Em conformidade a classificação de Köppen, o tipo climático dominante na região é o C2wA'a'', isto é, caracterizado por um clima úmido-subúmido de caráter transicional, moderada deficiência hídrica no inverno e evapotranspiração potencial média anual de 1.500 mm. As médias mensais de temperatura oscilam de 24 a 26 °C com índice pluviométrico anual de 1.700 mm e o período de estiagem no trimestre junho-agosto, quando os totais pluviométricos mensais são inferiores a 10 mm (ANA, 2009). Este fato corrobora um tempo estável e quente, marcando o caráter de tropicalidade da região com elevada radiação solar.

A título de exemplo, esta alternância entre meses chuvosos e secos foi confirmada com os dados do climograma elaborado para a presente pesquisa para o ano de 2013 e 2014. A precipitação foi mais intensa em dezembro de 2013 (433 mm) e março de 2014 (363 mm), ausente em julho-agosto e com temperaturas elevadas em setembro de 2013 (30,4°C) e 2014 (29,3 °C) (Figura 17 e 18). Também uma série histórica de dados do Instituto Nacional de Meteorologia - INMET, produzida desde a década de 1990 para a região, indicou permanência deste cenário para anos anteriores, quer dizer, de temperaturas mais elevadas em setembro, com destaque para 1994 e 1998 (32 °C); 2005 e 2008 (33 °C) e outubro de 2012 (34 °C). Ao mesmo tempo, mostrou déficit ou ausência de precipitação para junho-julho-agosto.

Figura 17. Climograma Miracema do Tocantins 2013.

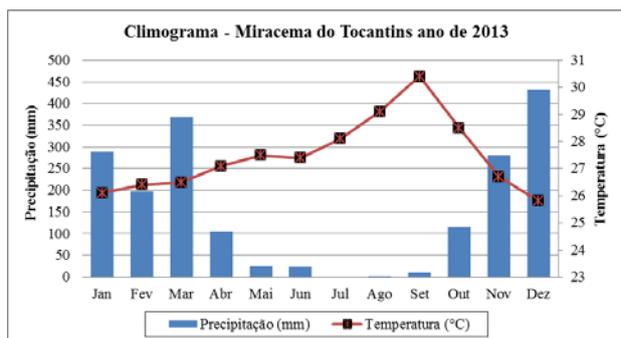
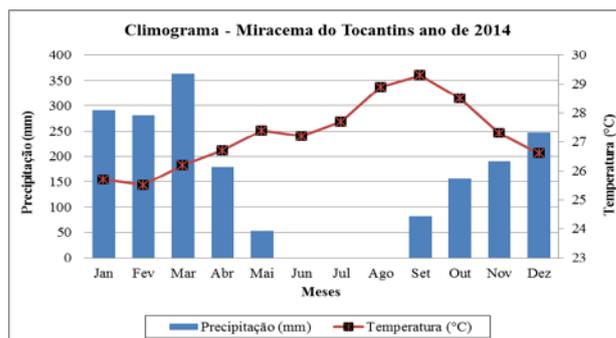


Figura 18. Climograma Miracema do Tocantins 2014.



Fonte: Instituto Nacional de Meteorologia - INMET.

Quanto à umidade, esta pesquisa utilizou dados da estação meteorológica de Palmas concedidas pelo INMET, por ser mais próxima ao sítio MT1 e que começou a operar em 1994. A série foi selecionada a partir deste período, com intervalos a cada 5 anos. O conteúdo mais reduzido de vapor d'água, de julho a setembro, reforçou a indicação da capacidade menor da atmosfera em produzir precipitação, sobretudo em setembro de 2004, com 41% de umidade. Situação contrária observada de janeiro a março (Tabela 1).

Tabela 1. Umidade relativa do ar (%) na região de Miracema do Tocantins.

Ano	Meses											
	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.
1994	83	----	----	----	74	75	61	55	52	65	75	----
1999	83	84	85	81	----	68	59	48	----	63	79	78
2004	83	83	81	78	65	56	49	43	41	70	74	76
2009	77	81	81	82	78	66	52	45	57	76	74	77
2014	82	84	80	78	70	58	50	42	52	60	74	76

Fonte: Instituto Nacional de Meteorologia - INMET.

A pesquisa empregou dados da estação meteorológica de Palmas para diferenciar a velocidade e direção dos ventos. Os dados exibiram variação de velocidade de 0,2 a 3,4 m/s, que segundo a escala de Beaufort são ventos de calmaria até brisas fracas, cujo efeito na superfície é a agitação das folhas das árvores. A análise do comportamento revelou que, no geral, ventos de Leste (E) têm velocidades médias superiores às demais direções, os quais dominaram nos meses de junho a setembro. Por outro lado, de outubro a abril, constatou-se propensão aos ventos de norte (N), quando é comum o aumento da precipitação (Quadro 13).

Quadro 13. Direção e velocidade do vento: (0): Calmaria; (5): NE; (9): E; (18): S; (27): W; (36): N.

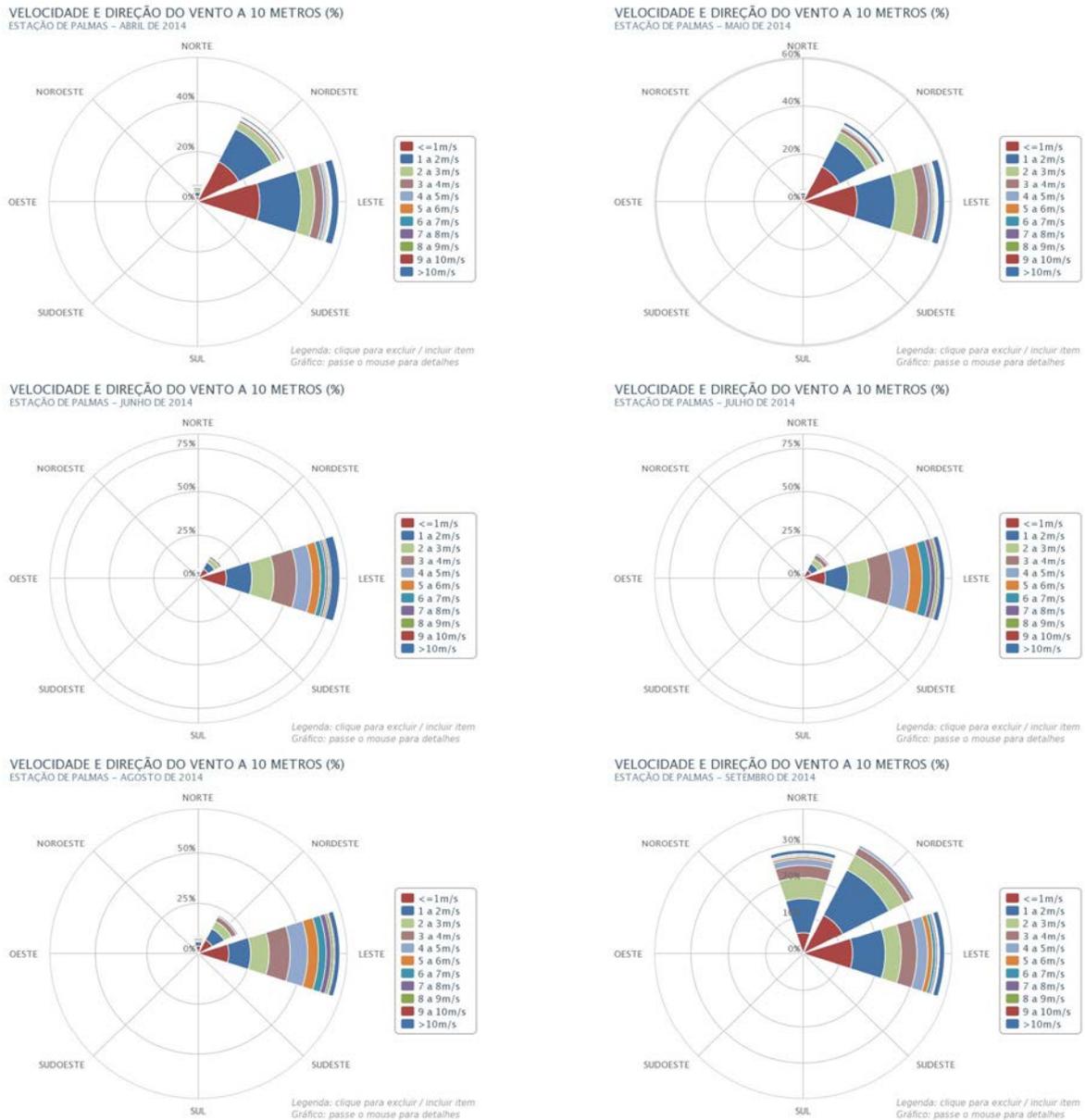
Meses	Direção do vento (^o)					Velocidade do vento máxima média (m/s)				
	1994	1999	2004	2009	2014	1994	1999	2004	2009	2014
Janeiro	----	9	36	0	0	----	1,7	1,6	0,5	1,0
Fevereiro	----	18	0	0	0	----	1,7	1,5	0,5	0,6
Março	----	0	0	0	0	----	1,3	1,4	0,3	1,0
Abril	----	0	0	0	0	----	1,4	1,2	0,3	1,6
Mai	----	9	0	0	0	----	1,7	1,7	0,2	1,3
Junho	----	9	0	0	9	----	1,5	1,9	0,7	2,7
Julho	----	0	9	0	0	----	2,1	1,9	----	3,1
Agosto	----	0	0	0	9	----	2,3	2,0	----	3,4
Setembro	----	----	5	0	36	----	----	2,2	0,8	2,5
Outubro	----	9	0	0	0	----	1,9	1,1	0,6	2,8
Novembro	----	27	0	0	36	----	1,5	1,2	0,6	1,7
Dezembro	----	0	0	0	0	----	1,2	1,0	0,7	1,1

Fonte: estação meteorológica de Palmas, INMET.

Ao mesmo tempo, para distinguir as variáveis velocidade e direção do vento atual, o estudo utilizou da série meteorológica produzida pelo Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais - Rede SONDA-INPE. Como exemplo, priorizou 2014, abril a setembro,

relativo ao período seco. Os diagramas de roseta indicaram domínio dos ventos de Leste (E) seguido pelos de Nordeste (NE), que representam atuação do sistema atmosférico Anticiclone do Atlântico Sul e também asseguram altas temperaturas para a região. Uma tendência observada foi à velocidade do vento de 1 a 2 m/s, definida pela escala de Beaufort como brisa leve e bem característica de áreas deprimidas como é o vale do médio Tocantins (Figura 19).

Figura 19. Diagramas de roseta da Estação Anemométrica de Palmas.



Vale lembrar que se as eventuais dunas fossem atuais deveriam estar orientadas em acordo com tais direções de ventos dominantes, ou seja, NE, E e SE. Adiantando, a feição onde se situa o MT1 encontrou-se orientada na direção O-E, como se verá mais adiante.

3.2 Geologia

A área de estudo está inserida em três contextos geológicos: (a) unidades cristalinas do Paleoproterozóico e Neoproterozóico; (b) sedimentos que recobrem a Bacia Sedimentar do Parnaíba e (c) coberturas superficiais Cenozóicas (Quadro 14). Adiante foi apresentado o mapa geológico, compilado e refinado da base cartográfica do CPRM (2013) (Figura 20) e em seguida, descritas em sequência, as características de cada domínio geológico, da ordem dos episódios antigos às deposições mais recentes, com destaque para a área do sítio MT1.

Quadro 14. Síntese da estratigrafia da área delimitada pela pesquisa.

Éon	Era	Período	Época	Geologia na área delimitada pelo estudo				
(c)	Cenozóico	Quaternário	Holoceno	Q2a	10.000 mil anos	Coberturas Clásticas ou Detrito-Lateríticas	Coberturas Cenozóicas	
				Depósitos aluvionares				
		Pleistoceno	Mioceno-	Q1ci	1,8 m. anos	Cobertura sedimentar indiferenciada	Cobertura detrítico laterítica	
				NQdl				
	Terciário	Neógeno			23 m. anos			
	(b)	Fanerozóico	Carbonífero	Pensilvaniano	C2pi	318 m. anos	Bacia Sedimentar do Parnaíba	Província Estrutural Parnaíba
				Grupo Balsas				
			Mississipiano	Devoniano Superior	Formação Piauí	359 m. anos		
					C1po			
			Devoniano	Devoniano Superior	Grupo Canindé	382 m. anos		
Formação Poti								
Devoniano Médio				D2c	393 m. anos			
				Grupo Canindé				
Formação Cabeças	D2p	443 m. anos						
	Grupo Canindé							
Siluriano	Landoveriano	Ssgj	443 m. anos	Formação Pimenteiras	Formação Jaicós			
		Grupo Serra Grande						
(a)	Proterozóico	Neoproterozóico	Ediacarano	NP3y21	635 m. anos	Cinturões móveis do Neoproterozóico	Província Estrutural Tocantins	
				Suíte Granito Lajeado				
						Cinturão Araguaia		
			Riaciano	PP2yrm	2,3 bilh. anos	Remanescentes de Embasamento Paleoproterozóico		
				Complexo Rio dos Mangues				
						Cinturão Araguaia		

Figura 20. Mapa A3 de geologia

a) Unidades Cristalinas (Paleo) e (Neo) proterozóicas

A unidade mais antiga é representada pelo **Complexo Rio dos Mangues** (PP2yrm), localizada numa pequena mancha na porção sudoeste da área de estudo (Figura 20). Faz parte da unidade geotectônica Cinturão do Araguaia, porção ocidental da Província Estrutural do Tocantins, constituída de rochas sedimentares e ígneas que sofreram metamorfismo (COSTA et al., 1983). É formada por biotita gnaisse tonalítico e granodiorítico, muscovita-biotita gnaisse granodiorítico migmatizado e mobilizados pegmatóides quartzo-feldspáticos (CPRM, 2013). Já do neoproterozóico, granitóides são representados pela **Suíte Granito Lajeado** (NP3y2l), na margem direita do rio Tocantins (Figura 20). Pode ser associada aos estágios finais da evolução pós-tectônica do Cinturão do Araguaia, recoberta por rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba, onde o granito aflora em contato erosivo debaixo de camadas sub-horizontais de arenito e lamito ferruginoso da Formação Pimenteiras e expostos em colinas arredondadas ao longo do vale do rio Tocantins (GORAYEB et al., 2013). Para os autores, a petrografia revelou domínio de piroxênio hornblenda, sienogranito e monzogranito, cor cinza clara a bruno-avermelhada, grãos grosseiros, minerais de microclínio, oligoclásio e quartzo.

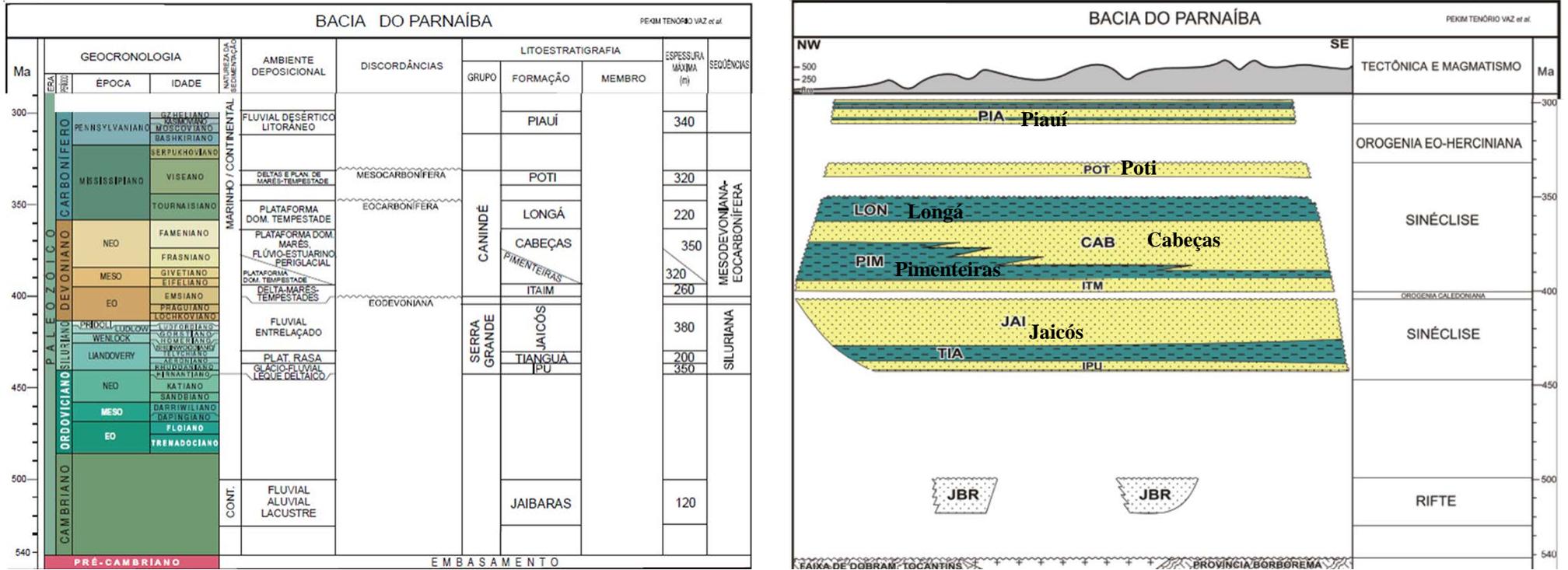
b) O Paleozóico e a Bacia Sedimentar do Parnaíba

A bacia sedimentar do Parnaíba abrange uma área de cerca de 600.000 km², ocupando parte do Piauí, Maranhão, Pará, Ceará e Tocantins. Com origem associada ao embasamento continental durante o estágio de estabilização da Plataforma Sul-Americana, é recoberta por sedimentos constituídos por 50% ou mais de componentes arenosos (ALMEIDA, 1968).

Em consequência de movimentos tectônicos, a bacia processou ciclos de sedimentação continental e marinha associados às regressões e transgressões marinhas. Exibe espessas seqüências de rochas sedimentares paleozoicas e mesozoicas, além de ser caracterizada como uma bacia intracratônica de contorno arredondado (CPRM, 2003) (Figura 22).

Proposta de Vaz et al. (2007) dividiram a sucessão de sedimentos recobrando a bacia em cinco seqüências deposicionais: (1) Siluro-ordoviciano; (2) Devoniano-carbonífero; (3) Carbonífero-triássico; (4) Jurássico e (5) Cretácico. Apenas as três primeiras afloram na área estudada, portanto, foram mostradas na coluna estratigráfica e descritas a seguir (Figura 21).

Figura 21. Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba da região do sítio MT1.



Fonte: adaptada de Vaz et al., 2007.

Figura 22. Disposição e espessura de sedimentos na bacia (Petri & Fúlfar, 1983).



Fonte: Casseti, 2005.

A sequência (1) representa um ciclo transgressivo-regressivo da primeira manifestação marinha na bacia, com influência fluvial retrabalhada em ambiente marinho raso e atuação de correntezas. Corresponde ao Grupo Serra Grande, identificada pela **Formação Jaicós** (Ssgj). Surge em contato de falha com rochas da Suíte Lajeado na margem direita do rio Tocantins e aflora na margem esquerda, próximo aos sítios de MT (Figura 20). Expõe litologia arenítica, conglomerática, seixos e blocos de arenito e quartzo, níveis siltíticos e areníticos finos no topo (CPRM, 2013). Aparece arenito amarelado, granulometria média a grossa, mal selecionado, grânulos e seixos de quartzo dispersos e estrutura cruzada tabular e acanalada de médio a grande porte, marcas de onda, laminação plano-paralela e zonas silicificadas (CPRM, 2013).

A sequência (2), pertencente ao período Devoniano, é representada pelas Formações Pimenteiras, Cabeças e Longá, incluídas no Grupo Canindé. Indicam uma nova fase de subsidência, expansão da bacia e maior ingressão marinha (CPRM, 2001).

A **Formação Pimenteiras** (D2p) recobre grande parte da área, onde aflora nas duas margens do rio Tocantins (Figura 20). O ambiente de sedimentação é marinho plataformal com correntes (YOUNG, 2006). Está em contato transicional com a Formação Jaicós e exhibe superfícies onduladas, estratos cruzados de pequeno porte, estruturas *flaser*, concrecionadas e oolíticas. Na base, arenitos micáceos estão intercalados com siltitos e folhelhos cinza escuro a preto (RADAMBRASIL, 1981). O arenito é cinza ou ocre arroxeadado de granulação fina a grosseira, amarelo-pardacento e avermelhado fino a grosseiro, amarronzado muito fino a fino; siltito esbranquiçado, cinza-avermelhado, amarelo e marrom, laminado e intercalado com argilito avermelhado e/ou rocha arenítica, ferruginosa e microconglomerática (CPRM, 2013).

Na porção oeste afloram rochas da **Formação Cabeças** (D2c) (Figura 20), o ambiente deposicional vai de deltaico a marinho e fluvial na base (YOUNG, 2006). Della Fávera (2001) sugeriu o modelo flúvio-deltaico dominado por inundações e para o autor clinofomas sigmoides exibem influência das cheias. Está em contato de falhas normais com a Formação Pimenteiras. O Membro inferior é constituído por um arenito grosso, esbranquiçado, com nível fossilífero de arenito fino a muito fino branco a arroxeadado. O superior varia de fino a grosso, é vermelho e mais bem selecionado em Miracema (RADAMBRASIL, 1981). Ocorre estratificação cruzada sigmoidal ou tabular e cruzada *hummocky* na base e composição arenítica branca, fina a grossa, mal selecionada, grânulos e seixos de quartzo subarredondados e subangulosos na rocha (CPRM, 2013).

A **Formação Longá** (D3C11) também recobre a porção oeste da área, isto é, a margem esquerda do Tocantins (Figura 20). A deposição ocorre em ambiente plataformal dominando

por tempestades e profusão de silte e argila indica relevo pouco movimentado da área-fonte e folhelhos sugerem mar raso (CPRM, 2013). Dominam folhelhos cinza-esverdeados, siltitos estratificados e arenitos finos que atestam deposição em águas rasas (ALMEIDA, 1968). Têm contato brusco com a Formação Cabeças e exibem marcas onduladas, estruturas “linsen” e feições de bioturbação, além de serem constituídos de siltito amarelado e arroxeadado, argilito arroxeadado/avermelhado, arenito fino amarelado, marrom-avermelhado e esbranquiçado friável e/ou laterizado e na base argilito e folhelho negro com lentes de arenito fino (CPRM, 2013).

Da sequência (3), relativa ao Carbonífero-triássico, afloram rochas do Grupo Canindé, representada pela Formação Poti, e do Grupo Balsas, pela Formação Piauí. Segundo o relatório RADAMBRASIL (1981) foi difícil separar essas duas unidades do Carbonífero, pela reduzida distribuição geográfica na região e extensa cobertura arenosa comum sobre elas. E exatamente sobre este material arenoso está assentado o sítio MT1.

As rochas da **Formação Poti** (C1po), afloram na margem esquerda do Tocantins, a jusante do sítio MT1 (Figura 20). O ambiente deposicional marca o início do recuo dos mares interiores. Constitui ambiente de mar raso, deltas e planícies de marés (CPRM, 2013) e apresenta contato de falhas normais com a Formação Longá e discordante com a Formação Piauí (CPRM, 2009). Representa uma sequência clástica composta de arenito, conglomerados, intercalações de folhelho e siltito, secundariamente diamictito e calcário (IBGE, 2007). Exibe estratificação cruzada acanalada de médio porte e baixo ângulo alternada com leito plano-paralelo, ocasionalmente zona de seixo, grânulo de quartzo e quartzito intercalado com siltito e folhelho com lente de arenito fino. O arenito é branco, creme, vermelho, friável, médio ou fino, bem selecionado, grão subarredondado a arredondado e localmente ocorre conglomerado polimítico no topo e subordinadamente intercalação de siltito e argilito roxo e vermelho (CPRM, 2013). Na parte superior domina siltito e folhelho vermelho, róseo e amarelo, nos quais se intercalam arenitos (CPRM, 2003). E segundo Vaz et al., (2007), após essa deposição, movimentos epirogênicos ascendentes e regressão global, teriam conduzido à erosão na bacia.

Na região, o último evento da bacia é representado pela **Formação Piauí** (C2p1), próximo ao sítio MT1 (Figura 20). “Está restrita no meio de enormes áreas arenosas ou reduzidas a testemunhos tabulares sobre a Formação Poti” (RADAMBRASIL, 1981, p. 139). Durante sua deposição é assinalada uma fase de continentalização com desertificação na bacia, assim, foi depositada em ambiente fluvial de contribuição eólica em clima desértico e consiste em depósitos de dunas, interdunas e planícies de deflação (CPRM, 2009). É uma sequência arenosa friável constituída de arenitos, siltitos, folhelhos vermelhos e intercalações

de calcário, leitos de sílex e ocasionalmente sedimentos arenosos da seção inferior iniciam por conglomerado petromítico (IBGE, 2007). O arenito é vermelho, arroxeadado róseo-amarelado e creme, médio ou fino, grãos bem selecionados, subarredondados a arredondados, com estratificação cruzada tabular de grande porte, grânulos e seixos dispersos em matriz areno-argilosa, além de linhas de seixos e blocos de quartzo e quartzito. Localmente ocorrem pintas esbranquiçadas de caulim dispersas na rocha e no topo camada de folhelho vermelho em contato brusco com o arenito (CPRM, 2013). Apresentam estratificações plano-paralela, cruzadas de médio a grande porte, planar e acanalada de porte médio que indicam ambiente fluvial. Por sua vez, as estratificações cruzadas de grande porte, grãos arredondados, foscos e esféricos, aponta deposição eólica e calcários indicam as invasões marinhas (CPRM, 2003).

c) Cenozóico

As sucessões deposicionais mais recentes da área são caracterizadas pelas coberturas cenozoicas. Na porção nordeste, aparecem manchas esparsas de **Coberturas detrito-lateríticas** (NQd) (Figura 20). No geral, são sedimentos arenosos quartzosos, granulação média a grossa, às vezes com argila, mal selecionados e mal estratificados, conglomeráticos pouco consolidados, laterizados, com seixos bem arredondados imersos em matriz arenosa com cimento ferruginoso. Coberturas pleistocênicas são argilo-arenosas, caoliníticas, geradas por processo alúvio-coluvial (IBGE, 2007). No domínio das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia são argilo-arenosas, quartzosas e ferruginosas, com espessura de até 1,5 m e das rochas sedimentares da bacia desenvolvem-se sobre siltitos da Formação Pimenteiras e possui composição argilo-siltosa, ferruginosa, com espessura de até 3,5 m (CPRM, 2013).

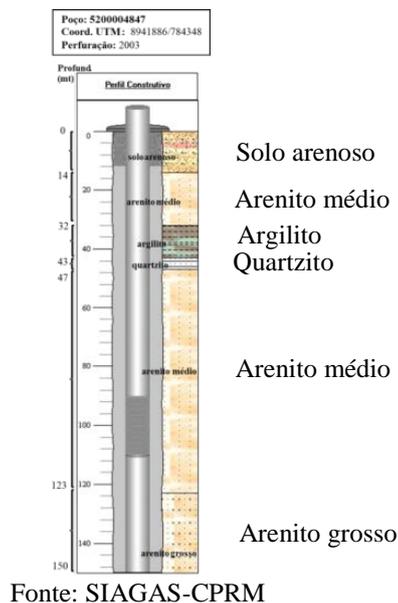
A sequência deposicional mais importante para a pesquisa correspondeu às extensas coberturas de areias inconsolidadas, relativamente homogêneas, dispostas no sentido N-S, na margem esquerda do rio Tocantins e na área onde se encontra o sítio MT1 (Figura 20). Conforme descrição do CPRM (2013) foi caracterizada como **Cobertura Sedimentar Indiferenciada** (Q1ci), neste caso definida como extensos depósitos de areia fina a média, até 15 m de espessura, sem estruturação, algumas vezes com feições mosqueadas e localmente com depósitos coluviais na forma de aglomerados de seixos, blocos e matacões de arenito, quartzo e granito, de diversos tamanhos, angulosos. Contudo, na definição do IBGE (2007) foi referida como **Cobertura eólica Holocênica** com areia bimodal, bem arredondada, grãos foscos, de granulação fina a média, estratificação cruzada de médio a grande porte e superfície de deflação. Além do que, para o RadamBrasil (1981), as litologias carboníferas na

área, a Formação Poti e Piauí, exibem superfícies planas ou de colinas abauladas cobertas por extensos sedimentos arenosos, provenientes da alteração das litologias que as constituem.

Por fim, os **Depósitos aluvionares (Q2a)**, acompanham o percurso do rio Tocantins, exceto próximo ao Lajeado onde a planície praticamente desaparece pelo estreitamento do vale (Figura 20). São materiais inconsolidados, isto é, cascalho, areia, silte e argila que preenchem a calha do rio. Além de conformarem planícies de inundação e terraços com seixos, blocos de quartzo e quartzito anguloso a subanguloso, as ilhas mostram seixos bem rolados, sotopostos a pacotes de areias médias a finas (RADAMBRASIL, 1981). Vários sítios foram resgatados, pois o reservatório submergiu aluviões recentes e parte dos baixos terraços.

Nesta caracterização, coube destacar ainda a perfuração de poços de água subterrânea em locais da região. O Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS-CPRM) identificou um poço próximo ao sítio MT1 (Figura 20). A coluna estratigráfica é de 150 m e é caracterizada por arenitos intercalados com argilitos e quartzitos, mas chamam atenção os 14 metros iniciais do perfil, que são constituídos de um pacote arenoso (Figura 23).

Figura 23. Coluna estratigráfica de poço tubular.



Diante do exposto, também foi importante destacar os sistemas de falhas na região, alguns de caráter regional, de direção N-S com mergulhos verticais, que permitiram o encaixe do rio Tocantins. Costa (1985) reconheceu quatro sistemas: (1) N-NE; (2) N-NW; (3) NE e (4) N-W, dos quais o sistema N-NE é o mais antigo e expressivo, caracterizado por falhas direcionais, associado ao Lineamento Transbrasiliano. Para esse autor, falhas a NE foram reativadas no Fanerozóico, sofrendo intensa movimentação vertical que resultou no gráben do

Lajeado, de traçado sinuoso que acompanha o vale do Tocantins, provocando abatimento dos arenitos do topo da serra ao nível do rio. Isto é, formou uma região depressiva alongada por falhamentos paralelos, produzindo um sistema de blocos escalonados com o bloco central deprimido, no caso, a unidade geomorfológica Depressão Longitudinal do Médio Tocantins.

Merece destaque a falha do Lajeado, originada por escorregamento NNO-SSE, próximo ao Lajeado, provocando quebra morfológica e elevação do bordo oriental com formação de relevo tabular e desnível topográfico de 200 m em relação ao nível de base, o rio Tocantins. Assim, a margem direita exibe morfologia escarpada, onde até a meia encosta são expostas rochas graníticas sobre que assentam rochas da Formação Jaicós e no topo a Formação Pimenteiras. Na margem esquerda, há falhas normais O-E que colocam em contato tectônico a Formação Jaicós, Longá e Piauí e de direção meridiana afetando a Formação Piauí (RADAMBRASIL, 1981). As falhas afetando depósitos terço-quaternários evidenciam neotectônica e manifestam a disposição da drenagem, inclusive do rio Tocantins, que reflete interação entre direções NO e NE, sendo que a NO condicionou as curvas anômalas do rio.

Para contribuir com esta caracterização foi feita uma extração simplificada de lineamentos estruturais de uma área próxima ao sítio MT1, com imagem SRTM derivada do Modelo Digital de Elevação do Terreno (MDE), reamostrada pelo projeto TOPODATA-INPE. Os lineamentos (drenagem e relevo) referem-se às feições lineares ou levemente curvadas da superfície observadas na imagem. Foi feita extração visual dos lineamentos mais marcantes observados e empregada a ferramenta *Azimuth finder* (Queiroz et al., 2014) para gerar tabela de dados azimutais, que foram exportados no software livre *StereoNet7* para confeccionar diagramas de roseta. As imagens foram geradas com diferentes ângulos de iluminação (azimute) e elevação solar (Bricalli et al., 2013 e Vargas et al., 2015) (Tabela 2).

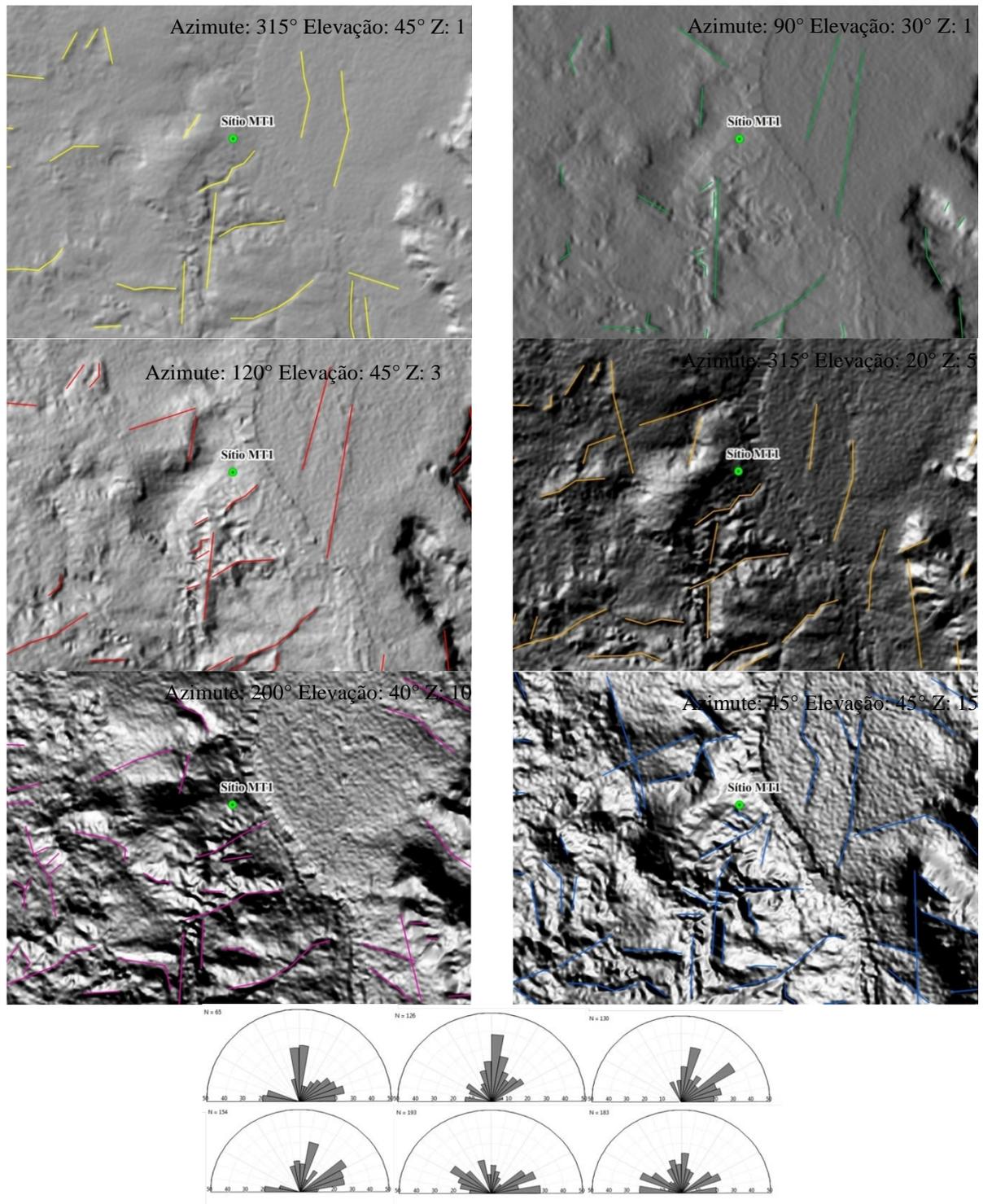
Tabela 2. Relação dos dados utilizados para geração das imagens sombreadas de relevo.

Azimute de iluminação	Elevação	Exagero do relevo
315°	45°	1
90°	30°	1
120°	45°	3
315°	20°	5
200°	40°	10
45°	45°	15

Os lineamentos associados a quebras positivas e que representam cristas e bordas de áreas elevadas, foram delineadas por pixels de tonalidade clara e quebras negativas como

falhas, depressões e trechos de rios em tons escuros, logo, permitiu observar onde se encaixa cursos d'água e direção das feições do relevo. Importante mencionar que a ferramenta *azimuth finder* dá ênfase aos lineamentos de maior comprimento. Assim, foi observado maior número de lineamentos gerados nas imagens de maior exagero vertical e tendência de direção norte-nordeste (N-NE) e leste-nordeste (E-NE), em convergência a Costa (1985) (Figura 24).

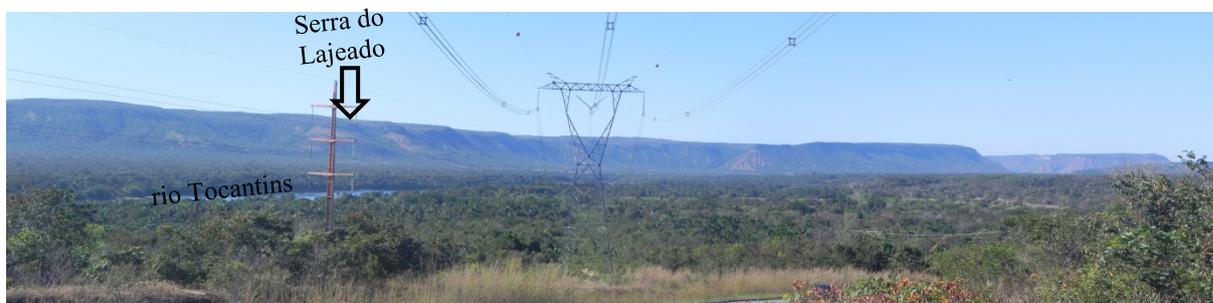
Figura 24. Lineamentos estruturais nas proximidades do sítio MT1.



3.3 Relevo

A região arqueológica do médio rio Tocantins encontra-se distribuída em diferentes macroformas do relevo como as planícies, depressões, patamares, planaltos e serras. Compreendem a níveis topográficos de 153 a 691 m de altitude e relevo plano a escarpado (Figuras 32, 34 e 35). No geral, dominam formas de relevo aplainadas, mas com destaque para algumas serras, pelo contato de falhas entre as rochas da Bacia do Parnaíba e rochas pré-cambrianas. A margem esquerda do Tocantins caracteriza um modelado plano e fraco grau de dissecação e a margem direita está associada a ciclos erosivos diversos, quebras morfológicas com setores mais declivosos, como as áreas escarpadas da Serra do Lajeado (Figura 25).

Figura 25. Visão geral do vale do médio rio Tocantins a partir da área do MT1.



Os compartimentos geomorfológicos da região revestem parte das áreas constituídas pelas unidades cristalinas, pelas rochas sedimentares que recobrem a Bacia Sedimentar do Parnaíba e pelo segmento das coberturas de idade Cenozóica. Na área delimitada pelo estudo, apresentam as denominações que seguem: (1) Planalto Residual do Tocantins; (2) Planalto do Interflúvio Araguaia-Tocantins; (3) Depressão Longitudinal do médio Tocantins; (4) Patamares e Depressões do rio do Sono e Itacajá e (5) Planícies fluviais (Figura 32).

Na região, o **Planalto Residual do Tocantins** é individualizado pela Serra do Lajeado com média de 500 m de altitude. Com formas tabulares e escarpas abruptas na margem direita do Tocantins está associado ao contexto de terrenos cristalinos e sequências deposicionais da bacia do Parnaíba (Figura 32). As vertentes escarpadas da serra voltadas para o rio, de direção N-S sob a forma de frente de *cuesta*, caracterizam transição das superfícies tabulares e a depressão (RADAMBRASIL, 1981). Afinal, *cuestas* são camadas litoestratigráficas monoinclinadas, razão comum de aparecer na borda de bacia sedimentar (CASSETI, 2005). Além do que, por ocorrer em áreas externas às bacias, às vezes tem falhamentos associados.

Diante das feições observadas na região foi possível identificar este contato litológico na borda ocidental da bacia, que facilitou a ação de erosão diferencial e organização da drenagem em clima úmido. Mas, como há um grande alargamento do vale do rio, admite-se

uma mudança climática com avanço de fase seca, que intensificou a desagregação mecânica e produziu material que ocupou as depressões e elevou o nível de base por pedimentação. Certamente com o retorno do entalhamento, acentuaram-se os ciclos erosivos e originaram-se as formas residuais como morros-testemunhos, resultantes do recuo erosivo do *front* da escarpa, no sentido remontante (Figuras 26 e 27).

Figura 26. Alargamento da planície do rio Tocantins



Figura 27. Formas residuais na margem direita.



Nessa unidade do relevo, a Formação Jaicós sustenta morros testemunhos e escarpas verticalizadas da serra e as configurações morfológicas da Formação Pimenteiras, que também se mostram na forma de superfícies aplainadas e morros testemunhos, capeando rochas da Suíte Granito Lajeado. Este compartimento exhibe as feições apresentadas na Figura 33, como as que seguem: *serras e morros isolados* - feições residuais sustentadas pelas rochas do embasamento (granitos), com formas convexas, estreitas e íngremes, às vezes topos tabulares; *escarpas e espigões* - representa o *front* da serra, cujas partes íngremes são sustentadas por arenitos da Formação Jaicós e Pimenteiras e elevações provenientes do recuo e dissecação da escarpa; e *colinas e morrotes de cimeira* - áreas no topo da serra, sustentadas pela Formação Pimenteiras, com formas tabulares, vales abruptos e encaixados.

O **Planalto do Interflúvio Araguaia-Tocantins** está localizado na borda mais a oeste da área delimitada pelo estudo (Figura 32). Menos representativo para esta pesquisa, já que não há sítios líticos identificados, corresponde a um conjunto serrano de até 600 m de altitude distribuído longitudinalmente, apresentando formas tabulares e relevos dissecados que originam frentes de *cuestas* descontínuas, com reversos voltados para o vale do Tocantins (RADAMBRASIL, 1981). Na área delimitada, expõe superfícies mais tabulares com até 341 m de altitude, sobre os arenitos, folhelhos e siltitos da Formação Pimenteiras e Cabeças.

Além destas, ocorrem macroformas de terreno mais rebaixados. A **Depressão Longitudinal do médio Tocantins**, que secciona a borda ocidental da Bacia do Parnaíba,

sobrepõem áreas onde afloram rochas da Formação Jaicós, Pimenteiras, Longá, Poti e Piauí. É a unidade mais importante, pois é onde se encontra o sítio MT1. Com relevo de dissecação suave e domínio de formas tabulares, ocupa extensa área, no sentido N-S, que representa o corredor do vale do Tocantins, estreitando-se a jusante do eixo da usina (Figura 32, 34 e 35).

A unidade exhibe as feições exposta na Figura 33: *colinas amplas e rampas* - relevos planos com leve caimento em direção ao rio, constituídas por vertentes alongadas, sustentadas, sobretudo, pela Formação Pimenteiras; *colinas e morrotes* - dissecação mais pronunciada nas áreas de afloramentos graníticos ou sopé das escarpas em vales encaixados ou abertos conforme proximidade com o rio, formando vertentes com segmentos íngremes, formas convexas ou tabulares, dependendo das litologias que as sustentam (Suíte Lajeado, Formação Jaicós, Pimenteiras e Cabeças); *colinas amplas e morrotes residuais* - superfícies aplainadas na margem esquerda do Tocantins, pouco elevadas em relação a depressão, inclusive poucos metros dos limites com a planície fluvial nas áreas da Formação Pimenteiras e Longá e sobre coberturas sedimentares indiferenciadas, exibindo feições convexas ou tabulares e escarpas a SE com drenagens encaixadas, devido à diferença altimétrica com as unidades subjacentes, pelo contato das rochas do embasamento com os sedimentos da bacia.

Destaque aos *morros e morrotes assimétricos*, relevos dissecados e topos convexos. No reverso da serra exibem formas tabulares sustentadas pela Formação Jaicós e Pimenteiras e a dissecação ocorre, sobretudo ao longo dos vales mais encaixados. Na margem esquerda expõem relevos dissecados, feições tabulares e convexas sustentadas por sequências deposicionais da bacia do Parnaíba e nas áreas mais rebaixadas pelas rochas cristalinas. É uma feição importante, pois onde está o sítio MT1, em uma área de morros paralelos e similar à morfologia dunar, com relevo de dissecação média, até 396 m de altitude e até 20% de declive, sustentadas pelas unidades Carboníferas - Formação Poti e Piauí (Figura 28 e 29).

Figura 28. Morro paralelo com feição assimétrica



Figura 29. Detalhe do afloramento carbonífero.



Localizado na extremidade nordeste da área delimitada pela pesquisa, o compartimento **Patamares e Depressões do rio do Sono e Itacajá** também foi pouco representativo para o estudo (Figura 32). São superfícies geradas por efeitos erosivos, associadas ao acúmulo de coberturas detrito-lateríticas que constituem extensos patamares de relevo plano a suave ondulado (RADAMBRASIL, 1981).

Por sua vez, as **Planícies fluviais** são desenvolvidas sobre as coberturas de idade Cenozóica acompanhando o percurso do rio Tocantins, em trechos ao norte, já que na região, o rio Tocantins é especialmente erosivo (Figura 32). Estão associadas a processos de acúmulo em áreas planas acima do nível do rio e sujeitas a inundações periódicas, onde ocorre a erosão fluvial. Configuram bancos de areia e ilhas, além de se desenvolverem sobre materiais inconsolidados como areia, cascalho de quartzo e quartzito, silte e argila. Este compartimento inclui os terraços, sustentados por depósitos aluvionares, com ocorrência de lagoas e canais abandonados (RADAMBRASIL, 1981).

Nesta ocasião, cabe ressaltar, que em determinadas situações a drenagem preexistente, seja paleocanal ou meandro abandonado que ocorre nas planícies, mas, sobretudo nos terraços fluviais, pode em determinadas situações ser indicativo importante de ação neotectônica (LIMA, 2002). E como grande parte deste compartimento foi inundada com o reservatório da usina do Lajeado, foi necessário, portanto, observar estas feições a jusante do eixo da barragem (Figuras 30 e 31).

Figura 30. Planície fluvial a jusante do reservatório do Lajeado.



Figura 31. Paleocanais identificados a leste do sítio MT1.

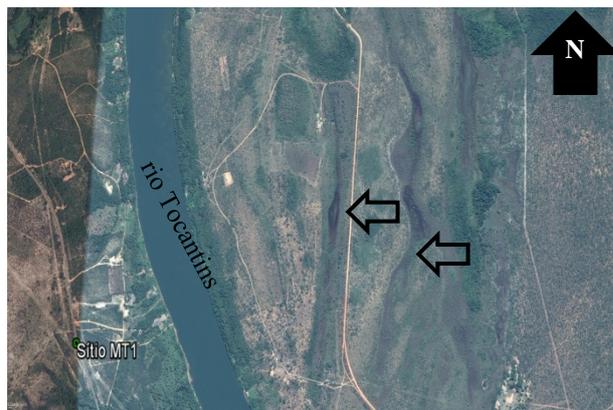


Figura 32. Mapa A3 de unidades do relevo

Figura 33. Mapa A3 formas do relevo

Figura 34. Mapa A3 de hipsometria

Figura 35. Mapa A3 de declividade

3.4 Solos

Os solos da região estudada foram caracterizados e classificados de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos - SiBCS (Embrapa, 2013). Foram identificadas sete classes de solo até seu 2º nível categórico: Argissolo Vermelho-Amarelo (PVA), Cambissolo Háptico (CX), Latossolo Vermelho (LV), Latossolo Vermelho-Amarelo (LVA), Neossolo Litólico (RL), Neossolo Quartzarênico (RQ) e Plintossolo Pétrico (FF) (Figura 36).

Os Plintossolos Pétricos (FF) se mostraram mais expressivos na área (Figura 36). Para Lepsch (2011, p. 328) “apresentam grandes quantidades de segregações de óxidos de ferro na forma de nódulos ou concreções”. São solos minerais típicos de zonas quentes e úmidas formados sob condições de restrição à percolação da água, sujeitos ao efeito temporário de excesso de umidade, imperfeitamente ou mal drenados, a maioria, de cores pálidas e horizonte concrecionário ou litoplântico (EMBRAPA, 2013). Os concrecionários têm drenagem melhor e provavelmente ocupam posições mais elevadas da margem direita do rio Tocantins, nos topos tabulares da Serra do Lajeado, em feições do Planalto Residual do Tocantins. Já os de horizonte plântico, associados a relevo plano ou suave ondulado, possivelmente na margem esquerda, na Depressão do médio Tocantins e decorrem da oscilação do lençol freático que impede o escoamento ou percolação da água. O material de origem provém da desagregação de arenitos, siltitos e argilitos da Formação Pimenteiras, Cabeças e Longá.

Os Latossolos Vermelho-Amarelos (LVA) constituem manchas mais concentradas na margem esquerda do rio Tocantins, em relevo plano e suave ondulado (Figura 36). São grupamentos de solos com B Latossólico de evolução avançada, profundos, drenados e concentração de óxido e hidróxido de Fe e Al, resultado do intemperismo de constituintes minerais primários e secundários menos resistentes (EMBRAPA, 2013). No geral ocupam os topos de relevo suavizado, residual e mais antigo. Pela localização que se encontram, têm origem associada à alteração das rochas da Formação Pimenteiras e Cabeças e possivelmente, são distróficos petroplânticos, além de sobrepostos às feições do relevo associadas ao Planalto do Interflúvio Araguaia-Tocantins e as áreas da Depressão Longitudinal do médio Tocantins.

Já os Latossolos Vermelhos (LV) se concentram mais a leste da área delimitada, embora apresentem algumas manchas a sudoeste (Figura 36). São solos minerais drenados e desenvolvidos, com horizonte B Latossólico (EMBRAPA, 2013). Pela posição que ocupam, provavelmente são distróficos antigos, característicos em áreas de chapadas, e neste caso, em feições do Planalto Residual do Tocantins sobrepostos a Formação Pimenteiras.

Também ocorrem os Argissolos Vermelho-Amarelos (PVA), que se concentram na margem direita do rio Tocantins, em terreno acidentado sustentado pelos granitóides da Suíte Granito Lajeado (Figura 36). É constituído de material mineral com horizonte B textural de argila e seu incremento do horizonte superficial para o horizonte B, em profundidade variável e em áreas fortes a imperfeitamente drenadas (EMBRAPA, 2013).

Por sua vez, os Cambissolos Háplicos (CX) são mais restritos, na porção sudeste, em relevo mais suave, no sopé da Serra do Lajeado sobre superfície recoberta pela Suíte Granito Lajeado (Figura 36). São solos em estado de transformação, constituídos por material mineral pouco evoluído, horizonte B incipiente pela pouca alteração físico-química do horizonte superficial, heterogeneidade do material de origem, mas conservando minerais primários facilmente intemperizáveis e na maioria das vezes, pedregosos (EMBRAPA, 2013).

Além desses, surgem os Neossolos, que são solos pouco evoluídos e sem horizonte B diagnóstico definido, seja pela resistência ao intemperismo, devido à composição químico-mineralógica ou por influência de outros fatores de formação (EMBRAPA, 2013). Os Neossolos Litólicos (RL) estão restritos a área a montante do eixo da barragem, em porções de recobrimento da Formação Pimenteiras; aquelas mais declivosas na margem direita, na área da Serra do Lajeado onde está o Planalto Residual do Tocantins e na margem esquerda, num ponto isolado da Depressão Longitudinal do médio Tocantins (Figura 36). São solos com horizonte A ou hístico assentado diretamente sobre a rocha ou sobre um horizonte C ou Cr e em contato lítico dentro de 50 cm da superfície do solo (EMBRAPA, 2013).

Por fim, merece destaque a ocorrência dos Neossolos Quartzarênicos (RQ), pois ocorrem nas duas margens do rio Tocantins e correspondem ao tipo dominante na área do sítio arqueológico MT1 (Figura 36). Estes solos apresentam horizonte orgânico pouco espesso, mas são solos profundos, sem contato lítico dentro de 50 cm de profundidade, muito porosos, excessivamente drenados, pouco férteis, pouco coesos e erodíveis (EMBRAPA, 2013). Portanto, recobrem uma porção significativa das feições morfológicas da Depressão Longitudinal do médio Tocantins e das Planícies fluviais, e na área do sítio MT1, recobrem os morros e os morrotes paralelos assimétricos que são sustentados pelas unidades geológicas do Carbonífero - Formação Poti e Piauí.

Figura 36. Mapa A3 de solos

3.5 Hidrografia

A área de estudo está inserida na bacia do rio Tocantins, parte da Região Hidrográfica Araguaia-Tocantins e se configura no sentido S-N, posto que, nasce no Planalto de Goiás na confluência do rio das Almas e Maranhão, cerca de 1000 m de altitude. Tem extensão de 2.400 km, percorrendo todo o estado do Tocantins até atingir sua foz na baía de Marajó, Pará (ANA, 2009). No seu trecho médio, tem 370 km de extensão e possui 13 sub-bacias, algumas implantadas na área de estudo (Figura 38). Na região, seus principais afluentes estão distribuídos na margem direita, devido às áreas de recarga nas cotas altimétricas superiores, além de exibir atributos transicionais entre rio de planalto, que é característico do seu trecho superior e rio de planície, típico do trecho inferior. A qualidade de rio de planalto é determinante, por exemplo, na configuração do seu potencial hidroenergético na região.

O rio Tocantins, por ser um rio de savana, mostra valores de variabilidade de descarga inferiores àqueles que drenam florestas tropicais, além de baixa carga sedimentar transportada quando comparado aos rios de montanha (LATRUBESSE, et al., 2005). Para estes autores, os rios que drenam áreas de platô, em geral, têm menor carga suspensa em relação à de fundo e por isso, desenvolvem canais com baixa sinuosidade. É importante lembrar que essa morfologia do canal é um fator associado ao controle hidrológico, neotectônica e topografia do embasamento. Para a área de estudo foi elemento importante, já que permitiu observar a ocorrência de mecanismos de avulsão que podem ter desviado o curso do rio Tocantins, pois que, o sítio MT1 está cerca de 1 km do rio. Como a hipótese inicial sugeriu ambiente eólico para a área, a proximidade com o rio comportou também discutir a provável influência eólica associada ao próprio depósito fluvial, já que dunas em zonas interiores podem ocorrer como retrabalhamento de acumulações fluviais. Ademais, com a migração do canal, antigas planícies de inundação (atuais terraços), poderiam estar descontínuas e encontrarem isoladas da planície atual, naturalmente em níveis topográficos mais elevados.

Assim, visto que a área demarcada pela pesquisa privilegiou a localização dos sítios ao longo do rio Tocantins e não recorreu a uma delimitação da bacia hidrográfica, o estudo optou tão somente pela caracterização de algumas propriedades das drenagens, ou seja, certas particularidades dos traçados em função de atributos físicos da superfície (litologia) e em associação as formas de relevo. Logo, não realizou uma análise morfométrica com medidas quantitativas como comprimento, área ou densidade, mas um exame topológico descritivo que pôde indicar possíveis modificações relativas aos tipos de terrenos percorridos. Para tanto, adotou a compilação de dados segundo Lima (2002) (Quadro 15).

Quadro 15. Propriedades descritivas das drenagens.

Morfologia fluvial	
Padrões de drenagem	
Classificação genética	
Drenagem e seus padrões com a estrutura geológica	<ul style="list-style-type: none"> - Consequente: o curso do rio é controlado pelo mergulho de uma estrutura planar. - Subsequente: curso do rio desenvolve-se ao longo de linhas de fraqueza. - Resequente: rio que apresenta o curso no mesmo sentido da drenagem consequente - Obsequente: rio que corre em direção oposta à drenagem consequente. - Insequente: rio não apresenta, aparentemente, controle por parâmetro geológico. - Superimposta: estabelece seu curso cortando as estruturas geológicas já existentes. - Antecedente: é mais antiga do que as mais recentes estruturas implantadas na área.
Drenagem e algumas formas de relevo	<p>(1) Chapadões com zonas dissecadas, morros de topo convexo com alto a médio grau de dissecção, morros com variável grau de dissecção ou leque aluvial, delta, sopé de montanhas e zonas costeiras; (2) Relevo em cristas ou morros de topo agudo (<i>hogback</i>); (3) Terrenos fraturados; (4) Cratera; (5) Morros com formato circular, vulcões; (6) Terreno plano com caimento médio a fraco; <i>cuesta</i> ou dunas do tipo <i>seif</i> e planícies costeiras; (7) zona de movimentação neotectônica; (8) terrenos cársticos, planície costeira, deltas; (9) Planície aluvial em blocos que sofreram basculamentos.</p>

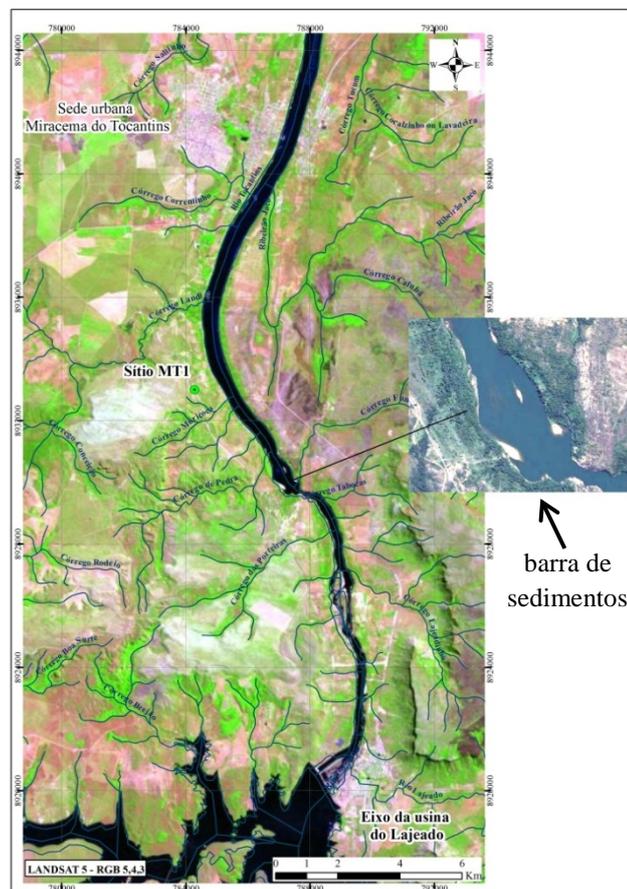
Fonte: adaptado de Lima, 2002.

A morfologia fluvial fornece subsídios à interpretação de fatores que influenciam o desenvolvimento da drenagem. Este parâmetro baseado na observação visual, por simplista que possa parecer, devido aos diversos fatores envolvidos no estabelecimento dos padrões de

um canal, atendeu à pesquisa, já que seu objetivo não estava associado ao entendimento aprofundado da dinâmica fluvial. Assim, neste trecho do rio Tocantins, cerca de 23 km entre o eixo da usina do Lajeado até o município de Miracema, ocorre feição retilínea com barras (sinuoso) (rever Quadro 15). Este tipo normalmente compõe um modelado que exhibe controle estrutural ou está sujeito a algum tipo de movimentação. Para Lima (2002), quando ocorre em superfícies constituídas por depósitos quaternários, pode indicar movimento neotectônico e ser interrompido por feições anômalas.

A anomalia de drenagem, que é uma mudança brusca do padrão do canal, pode exibir feições em arco e cotovelo em regiões afetadas pela neotectônica e ação de sistemas de falhas transcorrentes. Alguns indicadores destas anomalias são importantes, como exemplo, as áreas sem divisores ou divisores de água mal definidos, diversos níveis de terraços em uma margem contrastando com ausência destes na outra margem, zonas de nascentes indeterminadas pela presença de áreas alagadiças e estreitamento do canal quando corta terrenos situados em altos estruturais (LIMA, 2002). Esta feição anômala foi reconhecida na área, devido à curvatura a oeste e na migração das barras dentro do canal, em área próxima ao sítio MT1 (Figura 37).

Figura 37. Morfologia do rio Tocantins no trecho a jusante do eixo da usina do Lajeado.



O padrão de canal retilíneo também decorre do embasamento rochoso homogêneo (CANDIDO, 1971, *apud* ZANCOPE, 2004). Desta forma, vale ressaltar que na região, o rio Tocantins drena terrenos mistos, pois atravessa grande parte da área recoberta por sedimentos que recobrem a Bacia do Parnaíba, mas ao mesmo tempo, cruza as rochas cristalinas.

Quanto ao tipo de drenagem, priorizando o entorno do sítio MT1, o Córrego Muriçoca e o Córrego Landi exibiram domínio subdentritico (Figura 38). Para Cunha (1995) indicam rochas de resistência uniforme ou estratificadas horizontais. O subdentritico, uma variação do dentritico, tem fraco controle estrutural, canais consequentes, distribuição horizontal dos tributários e ocorre em relevo de morros convexos (LIMA, 2002). Para o autor, canais consequentes têm o curso controlado pelo mergulho de uma estrutura planar, isto é, plano de fratura, falha ou sob a forma de acamamento ou foliação. Neste caso, o córrego Muriçoca, drena uma sequência essencialmente arenosa, os arenitos e siltitos da Formação Piauí em área de Neossolo Quartzarênico. Já o córrego Landi percorre as rochas da Formação Longá (folhelhos, siltitos bem estratificados e arenitos finos) e os arenitos da Formação Poti, em áreas de Plintossolo Pétrico e Neossolo Quartzarênico.

Porém, na margem direita do Tocantins e duas outras áreas da margem esquerda (córrego Grande e córrego Buriti), pareceram exibir padrão retangular (Figura 38). “A drenagem retangular está adaptada às condições estruturais e tectônicas que originaram confluências em ângulos quase retos” (CUNHA, 1995, p. 225). Para Lima (2002) este padrão tem controle estrutural dominante, pois ocorrem sobre terrenos fraturados (subsequente), os canais seguem linhas de fraqueza e exibem variações: retangular reticulado tem fraturas em ângulos retos e em forma de rede e retangular dentritico ângulos oblíquos e retos. No mapa geológico foi possível observar que o córrego Grande e Buriti drenam áreas da Cobertura sedimentar indiferenciada em zonas de falhas ou fraturas encobertas (rever Figura 20).

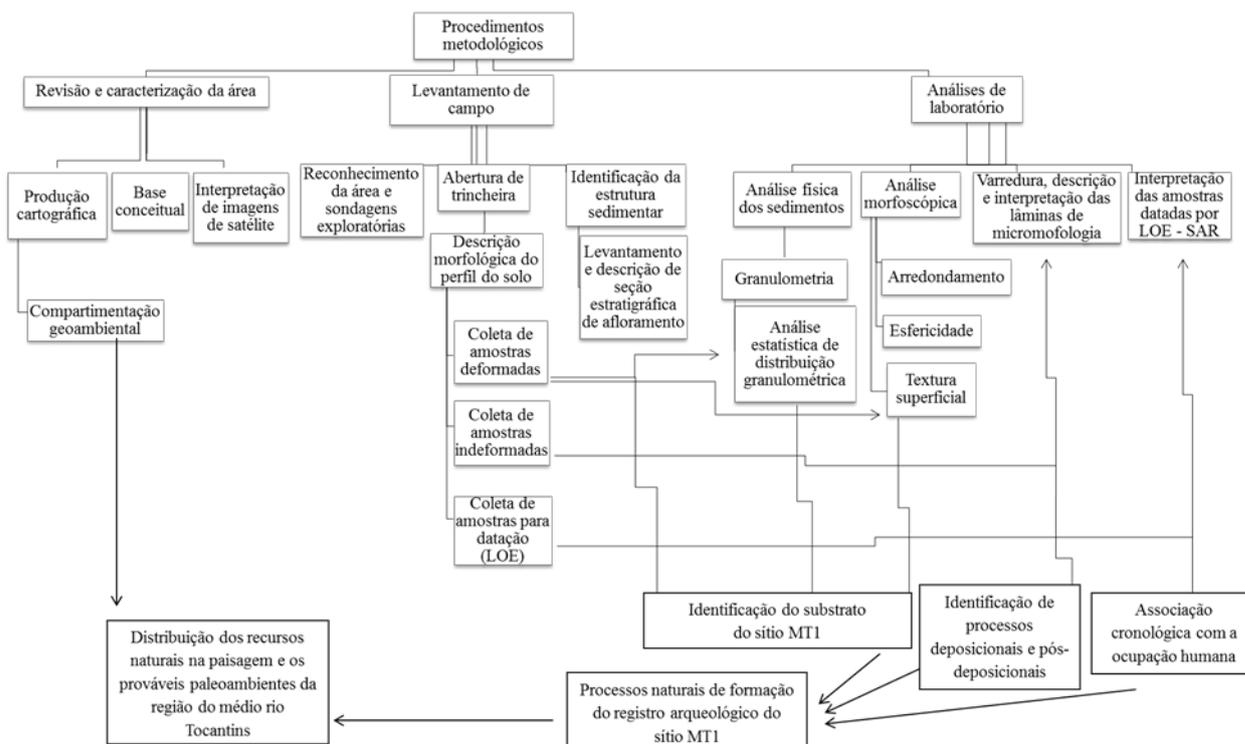
Em conclusão, o cenário corroborou controle geomorfológico-estrutural na drenagem, embora outras variáveis promovam mudanças dinâmicas neste sistema complexo. Diferentes padrões geométricos ocorrem na bacia do Tocantins, mas esta discussão inicial forneceu dados sobre o terreno, falhamentos e processos fluviais e/ou climáticos que puderam associar-se as discussões sobre feições eólicas no sítio MT1. Até porque, a bacia Araguaia-Tocantins é praticamente desconhecida e as únicas informações do Quaternário provêm do alto e médio Araguaia, sobretudo da Planície do Bananal (LATRUBESSE et al, 2005). Para estes autores, a planície de inundação atual foi construída desde o Holoceno médio por um sistema de canais muito maiores e somente no Holoceno tardio assumiram suas presentes dimensões.

Figura 38. Mapa A3 da rede de drenagem

CAPÍTULO 4 - ABORDAGEM TEÓRICO-METODOLÓGICA DA PESQUISA

Para alcançar os objetivos propostos pela pesquisa, a metodologia se desenvolveu em três etapas principais: (1) o trabalho em gabinete (revisão bibliográfica e cartográfica e caracterização da área); (2) a pesquisa de campo e (3) os procedimentos laboratoriais com as análises das amostras de solos e sedimentos. O fluxograma (Figura 39) resumiu as etapas e procedimentos gerais adotados.

Figura 39. Fluxograma das etapas da pesquisa.



4.1 Uma revisão teórico-metodológica: o trabalho em gabinete

Esta etapa referiu-se à revisão da literatura sobre as características da região e os temas abordados, incluindo a leitura e a sistematização de informações provenientes de publicações científicas, trabalhos acadêmicos e técnicos, listados nas referências finais. A seguir, a pesquisa passou à caracterização da área, contemplando inicialmente as fontes secundárias que posteriormente foram associadas aos dados primários coletados em campo. Somado a isto, abrangeu a produção de material cartográfico e a interpretação de imagens de satélite em ambiente SIG, a tabulação de dados e a elaboração do texto final da dissertação.

Para delimitar a área de estudo, o recorte espacial foi definido após gerar um polígono envolvendo pontos georreferenciados de cada sítio e criar o reticulado (retângulo envolvente).

A partir desta demarcação, foi gerado o mapa de localização inserindo a malha digital dos municípios, estradas de acesso e rede de drenagem obtida digitalmente, disponível da SEPLAN-TO. Os produtos cartográficos ilustraram o capítulo de caracterização, apresentado anteriormente. Os mapas basearam-se no sistema de coordenadas UTM, Sistema Geodésico SAD-69, gerados pela compilação de bases cartográficas disponíveis nos *sites* eletrônicos do IBGE, SEPLAN-TO, CPRM e TOPODATA-INPE. Representaram planos de informação de temas diversos: localização, geologia, hipsometria, declividade, relevo, solo e hidrografia.

Pela impossibilidade de aquisição de uma base cartográfica mais refinada, foi adotada a escala regional de 1:250.000. Muito embora esta escala cartográfica não fosse compatível com a escala de detalhe do estudo da matriz do sítio, a sobreposição dos mapas sinalizou para uma compartimentação geoambiental da área do médio rio Tocantins, o que foi satisfatório para um dos objetivos da pesquisa. Isto é, compreender os atributos físicos da paisagem atual, excluindo-se os bióticos, de modo a extrair possíveis indicadores paleogeográficos, identificar prováveis paleoambientes e a sequência de eventos que marcaram a evolução e distribuição dos recursos naturais ao longo do tempo, visando contribuir com o entendimento da dinâmica de ocupação em área do Cerrado no Planalto Central, desde tempos pretéritos.

A base altimétrica foi adquirida do Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil - TOPODATA-INPE na resolução espacial de 30 m. Trata do Modelo Digital de Elevação (MDE) derivado da resolução original de 90 m de dados da missão *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), que serviu para gerar o mapa de hipsometria e declividade. Recorreu-se ao exame morfológico do terreno, conforme Valeriano (2008), com a extração do sombreamento, altitude e declividade. O exame de níveis topográficos evidenciou as quebras naturais do terreno, exibidas por classes de cores.

O mapa de geologia foi compilado das cartas geológicas (Folha SC-22-X-D Miracema do Norte e Folha SC-22-Z-B Porto Nacional) elaborada pelo Serviço Geológico do Brasil - CPRM (2013). As cartas foram transferidas ao ambiente SIG, recortadas nos limites da área e depois procedeu-se ao tratamento e refinamento cartográfico sobrepondo o MDE. No gerenciador ArcCatalog criou-se um *new shapefile*, transferido ao módulo de visualização ArcMap para delimitar linha a linha as formações geológicas com a ferramenta de edição, que transformadas em polígonos no módulo ArcToolbox foram exportadas no formato *shapefile*.

Os mapas das unidades geomorfológicas e dos tipos de solo foram compilados da base cartográfica da SEPLAN-TO, que passaram pelo tratamento e refinamento cartográfico similar ao do mapa geológico, sobrepondo hipsometria e declividade. A delimitação das

formas do relevo se baseou em Florenzano (2008) adotando-se a compartimentação que foi descrita no capítulo de caracterização, como segue (Quadro 16).

Quadro 16. Identificação das formas do relevo.

Critérios de demarcação das feições	
- escarpas: grandes inclinações nas bordas dos planaltos; - serras: altas elevações, topos angulares, declividade alta (>15%), amplitude > de 200 m; - morros: médias elevações, topos arredondados, declividade alta (>15%), amplitude entre 100 e 200 m; - morrotes: baixas elevações, topos arredondados, declividade alta (>15%), amplitude entre 20 e 60 m; - colinas: baixas elevações, topos arredondados a planos, declividade baixa (0 a 15%), amplitude entre 20 e 60 m.	
Planalto Residual do Tocantins	Depressão Longitudinal do Médio Tocantins
Relevo de formas tabulares e escarpas abruptas	Superfície rebaixada com formas tabulares, relevos residuais e trechos aplainados ainda conservados
1. Serras e morros isolados	1. Colinas amplas e rampas
2. Escarpas e espigões	2. Colinas e morrotes
3. Colinas e morrotes de cimeira	3. Colinas amplas e morrotes residuais
	4. Morros e morrotes assimétricos

Fonte: adaptado de Florenzano, 2008.

Optou-se ainda por trabalhar com imagens satelitárias, importantes na observação de feições da superfície, com ênfase na possível identificação de ambiente de deposição eólico. Dessa forma, foi realizada a interpretação digital de imagens, com aquisição da cena 227/067 do sensor Thematic Mapper (TM) Landsat-5, de resolução espacial 30 m e Landsat-8 com banda pancromática (PAN), resolução de 15 m, possibilitando observar cor, tamanho, forma, sombra e padrão dos terrenos (FLORENZANO, 2007).

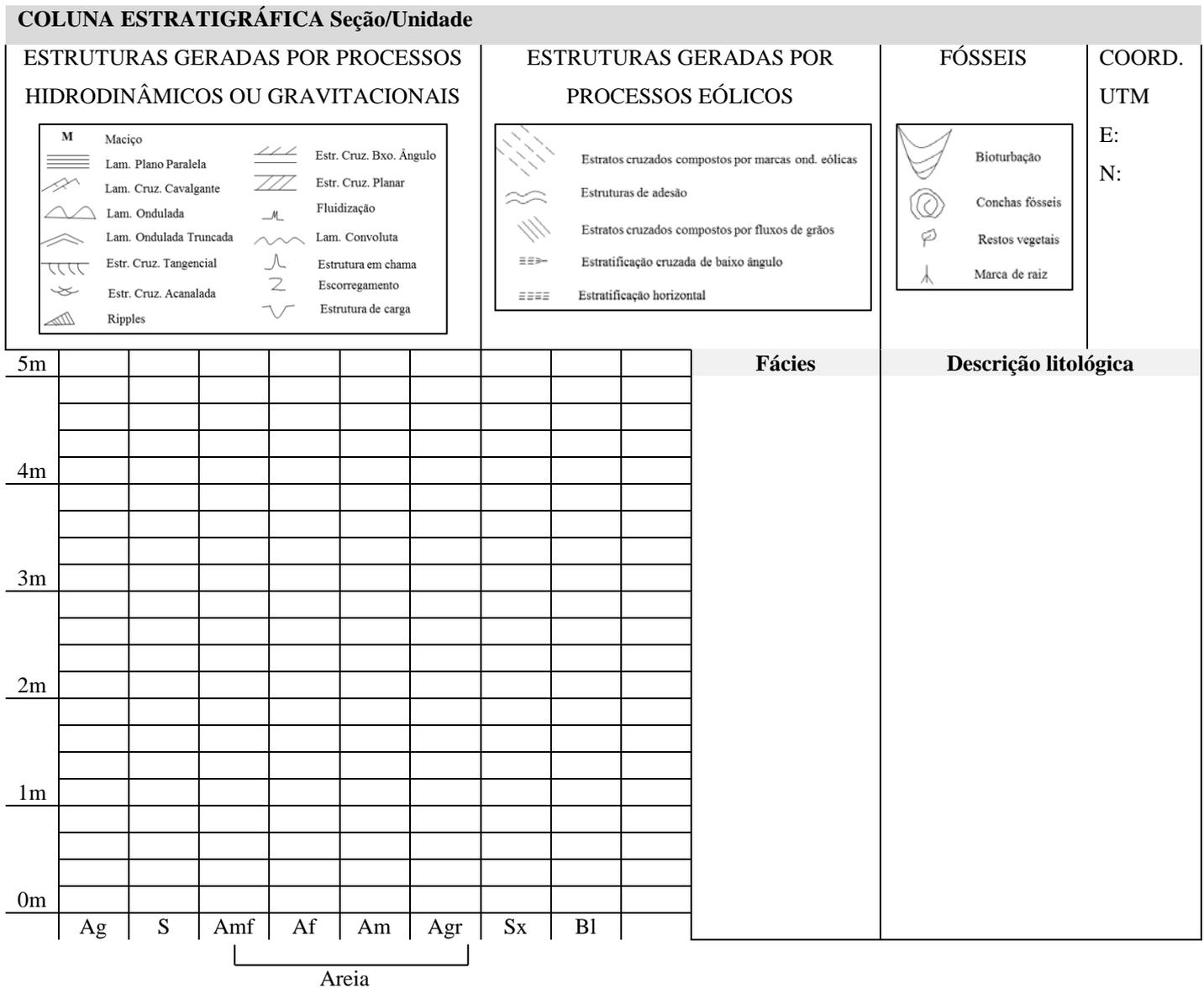
4.2 Estratégias de levantamento de dados em campo

As missões de campo compreenderam uma primeira visita para reconhecimento, com a realização das seguintes atividades: (1) aquisição de coordenadas do sítio MT1 e de seu entorno; (2) registros fotográficos de aspectos de interesse; (3) caminhamento na subárea arqueológica MT e (4) seleção de locais para abertura de sondagens do tipo exploratória.

A segunda etapa de campo já buscou atender aos objetivos da pesquisa, os quais envolveram o reconhecimento do substrato do sítio MT1. Assim, pela pesquisa apresentar uma relação especialmente importante com a estratigrafia, foi necessário observar afloramentos das unidades geológicas associadas à área do sítio, para levantar seção estratigráfica, realizar a descrição, associação de suas fácies sedimentares, visando à interpretação do sistema deposicional e também observar o contato das estruturas pretéritas

com o depósito arenoso inconsolidado do sítio. A seção colunar estratigráfica foi caracterizada com auxílio de trena, fotografias e seguindo orientações de um modelo padrão para levantamento de perfis. Nesta representação gráfica em coluna, o eixo horizontal indica a granulometria da rocha e o eixo vertical representa a espessura das camadas sedimentares (JONES, 2015) (Figura 40).

Figura 40. Modelo padrão de coleta de dados para elaboração de coluna estratigráfica.



Fonte: adaptado de JONES (2015).

Conforme Suguio (2003), fácies refere-se ao conjunto de características de um corpo sedimentar que se diferencia pela litologia e propriedades paleontológicas. Para Mountney (2006) é difícil construir a representação detalhada da arquitetura de uma sucessão eólica, pois embora este tipo de sistema apresente até quatro tipos de fácies, pode ocorrer variação no

arranjo geométrico. Este mesmo autor destacou o papel da erosão na migração das formas eólicas e o fato da maior parte das sucessões eólicas caracterizarem variações laterais nas espessuras das camadas e baixo grau de continuidade lateral. Apesar deste tipo de dificuldade mencionada pelo autor, a presente pesquisa realizou a descrição da fácies considerando alguns atributos segundo Tucker (2003): litologia, cor, estrutura e textura.

Para a descrição das fácies também foram elaboradas seções laterais dos afloramentos sobre fotomosaicos e todas as fotografias foram tiradas na mesma distância, visando manter a escala mais constante. A pesquisa utilizou o código de fácies de Miall (1996), no qual a primeira letra (maiúscula) indica o tamanho do grão predominante, e a segunda (minúscula) representa a estrutura ou textura. A classificação deste autor foi elaborada para sistemas fluviais, mas no caso de sistema eólico acrescenta-se a letra “e” entre parênteses (e.g. St (e) - estratificação cruzada acanalada) (Quadro 17).

Quadro 17. Código de fácies.

Código	Fácies	Estruturas Sedimentares	Interpretação
Gmm	Cascalho maciço suportado pela matriz	Gradação incipiente	Fluxo de detritos plástico, fluxo viscoso, alta coesão interna
Gmg	Cascalho maciço suportado pela matriz	Gradação inversa a normal	Fluxo de detritos pseudoplástico, fluxo viscoso, baixa coesão interna
Gci	Cascalho suportado pelos clastos	Gradação inversa	Fluxo de detritos, alta concentração de clastos (alta coesão interna) ou fluxo de detritos pseudoplástico (baixa coesão)
Gcm	Cascalho suportado pelos clastos	Maciço	Fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento)
Gh	Cascalho suportado pelos clastos, acamamento incipiente	Acamamento horizontal, imbricação	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais (<i>lags</i>)
Gt	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas	Preenchimento de pequenos canais
Gp	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas planares	Forma de leito transversaris, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes
St	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas acanaladas	Dunas 3D, cristas sinuosas ou linguóides

Sp	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhenta)	Estratificações cruzadas planares	Dunas transversais 2D
Sr	Areia muito fina a grossa	Laminações cruzadas de marcas onduladas	Marcas onduladas (regime de fluxo inferior)
Sh	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhenta)	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito plano (regime de fluxo superior/crítico)
Sl	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhenta)	Estratificações cruzadas de baixo ângulo (<15°) (podendo ser sigmoidais)	Preenchimentos de suaves depressões (<i>scourfills</i>), dunas atenuadas, antidunas
Ss	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhenta)	Amplas e suaves depressões	Preenchimentos de suaves depressões (<i>scourfills</i>)
Sm	Areia fina a grossa	Maciça ou laminação indistinta	Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidizações ou intensa bioturbação
Fl	Areia, silte, argila, lama	Laminações finas, laminações cruzadas de marcas onduladas de muito pequeno porte	Depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos de inundação
Fsm	Silte, argila, lama	Maciço	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fm	Argila, Lama, silte	Maciço, gretas de contração	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fr	Lama, silte	Maciço, raízes, bioturbação	Solo incipiente
C	Carvão, lama carbonosa	Restos vegetais, filmes de lama	Depósitos de pântanos vegetados (<i>swamps</i>)
P	Paleossolo carbonático (calcita, siderita)	Feições pedogênicas: nódulos, filamentos	Solo com precipitação química

Fonte: JONES (2015).

Além da análise da estrutura sedimentar, ainda na segunda etapa de campo recorreu-se a uma intervenção mais sistemática no sítio MT1, tanto para auxiliar no entendimento de fatores deposicionais, como pós deposicionais, atuantes no registro arqueológico. E assim, esclarecer questões como tipo de deposição, ocorrência ou não de hiato ocupacional entre os níveis do pacote arqueológico e processos colúviais ou pedogenéticos que recobriram o sítio.

Desta forma, procedeu-se à escolha da área alvo de intervenção, que melhor se adequasse aos objetivos. Foi selecionada a porção central do sítio, por representar o local de maior concentração de material arqueológico. Nesta, foi aberta uma unidade de escavação (UE / trincheira) para a descrição morfológica do solo, que seguiu os critérios de Santos et al. (2013) sendo que o perfil de solo foi identificado e classificado conforme o Sistema Brasileiro

de Classificação de Solo - SiBCS (EMBRAPA, 2013). Essa descrição pedológica foi completada pela descrição das observações arqueológicas presentes. Portanto, a área visou expor, observar, descrever o substrato geopedológico e coletar material pedosedimentar para análise sedimentológica, micromorfológica e associação cronológica (datação por LOE).

Amostras deformadas foram coletadas (cerca de 500g), embaladas em sacos plásticos, identificadas e enviadas ao Laboratório de Geomorfologia, Pedologia e Geografia Física (LABOGEF), para identificação, classificação textural, descrição morfométrica, exoscópica e mineralogia. Aproveitou-se da ocasião e procedeu-se à coleta de amostras indeformadas visando a confecção de lâminas delgadas e descrição micromorfológica das amostras de solo. Seguindo instruções de Courty et al. (1989), Castro et al. (2003) e Castro (2008), foram feitas em caixas de papel cartão de 5 x 7 x 5 cm em uma das paredes do perfil de solo exposto na trincheira, resumidamente: limpeza do local; desenho do contorno da caixa com canivete; retirada do bloco; acondicionamento das amostras preservando a estrutura *in natura*; recobrimento da caixa com papel filme e envio ao Laboratório de Impregnação de Amostras de Solos, da Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz - ESALQ-USP. Porém, as amostras não ficaram prontas em tempo hábil, mas sua análise servirá a artigo posterior.

O último tipo de coleta foi de amostras para datação por LOE, baseando-se em Sallun et al. (2007). A análise buscou identificar o período de fixação dos sedimentos e correlacionar o sítio MT1 à cronologia do depósito arenoso em seus dois níveis de registro arqueológico. Importante ressaltar que neste tipo de coleta é recomendável evitar a mistura de camadas sedimentares, com material argiloso, orgânico ou pedregulhos e a camada superficial com material recente de exposição solar e bioturbado. É dada preferência a depósito homogêneo e rico em quartzo. Foram coletadas amostras com tubos de PVC e tampas nas extremidades, inseridos horizontalmente no perfil, por percussão com marreta, indicando a direção da inserção e a profundidade. Foram abertas somente no laboratório da Datação, Comércio & Prestação de Serviços LTDA, responsável pela análise.

Ao mesmo tempo, também se procedeu à abertura de tradagens interventivas fora da chamada área *core* do sítio, com uso de trado manual, visando identificar a textura, coloração do solo e ocorrências de vestígios arqueológicos. Enfim, todos os detalhes sobre a dimensão da trincheira, a quantidade e profundidade das amostras coletadas e os demais procedimentos realizados em campo, foram descritos no capítulo 5 mais adiante, que tratou do estudo da matriz do sítio.

4.3 Protocolos analíticos dos materiais

4.3.1 Caracterização física e mineralógica dos sedimentos

O tamanho das partículas do sedimento indica processos físicos atuantes na deposição. Nesta análise as amostras foram secas, pesadas e preparadas para análise textural pelo método óptico com granulômetro a laser - equipamento Mastersizer 2000 E-Measure/Manual no LABOGEF. As partículas individuais foram separadas e suspensas na dispersão molhada, e estas, ao passar entre um feixe de laser dispersaram a luz segundo um ângulo inversamente proporcional ao seu tamanho e a intensidade de luz dispersa foi capturada por detectores.

O procedimento utilizado como medição direta da distribuição granulométrica possibilitou que os dados gerados em volume de distribuição e diâmetro esférico (unidade de medida- μm) fossem representados em gráficos de frequência. A escala granulométrica adotada no estudo seguiu os seguintes parâmetros: argila < que 4 μm ; silte de 4 a 62,5 μm ; areia muito fina de 62,5 a 125 μm ; areia fina de 125 a 250 μm ; areia média de 250 a 500 μm ; areia grossa de 500 a 1.000 μm e areia muito grossa de 1.000 a 2.000 μm .

Após a leitura no granulômetro e representação das amostras em gráficos, procedeu-se à descrição dos sedimentos com base nos atributos derivados estatisticamente da distribuição granulométrica. Para processar os dados foi usado o programa Sysgran 3.0 (Camargo, 2006) e os parâmetros considerados foram: média (\bar{X}), mediana (Md), desvio padrão (Dp), assimetria (Ski) e curtose (Kg), baseando-se na classificação de Folk & Ward (1957), modificada a partir de Udden (1914) e Wentworth (1922). Nesta análise a escala foi recalculada para valores em ϕ (*phi*) conforme Krumbein (1934) e descrito em Suguio (1973): argila > 8 ϕ ; silte de 4 a 8 ϕ ; areia muito fina de 3 a 4 ϕ ; areia fina de 2 a 3 ϕ ; areia média de 1 a 2 ϕ e areia grossa de 0 a 1 ϕ e areia muito grossa de (-1) a - 0 ϕ . Na planilha do programa estatístico foi utilizado como dado de entrada o volume final das frações texturais calculadas pelo granulômetro a laser.

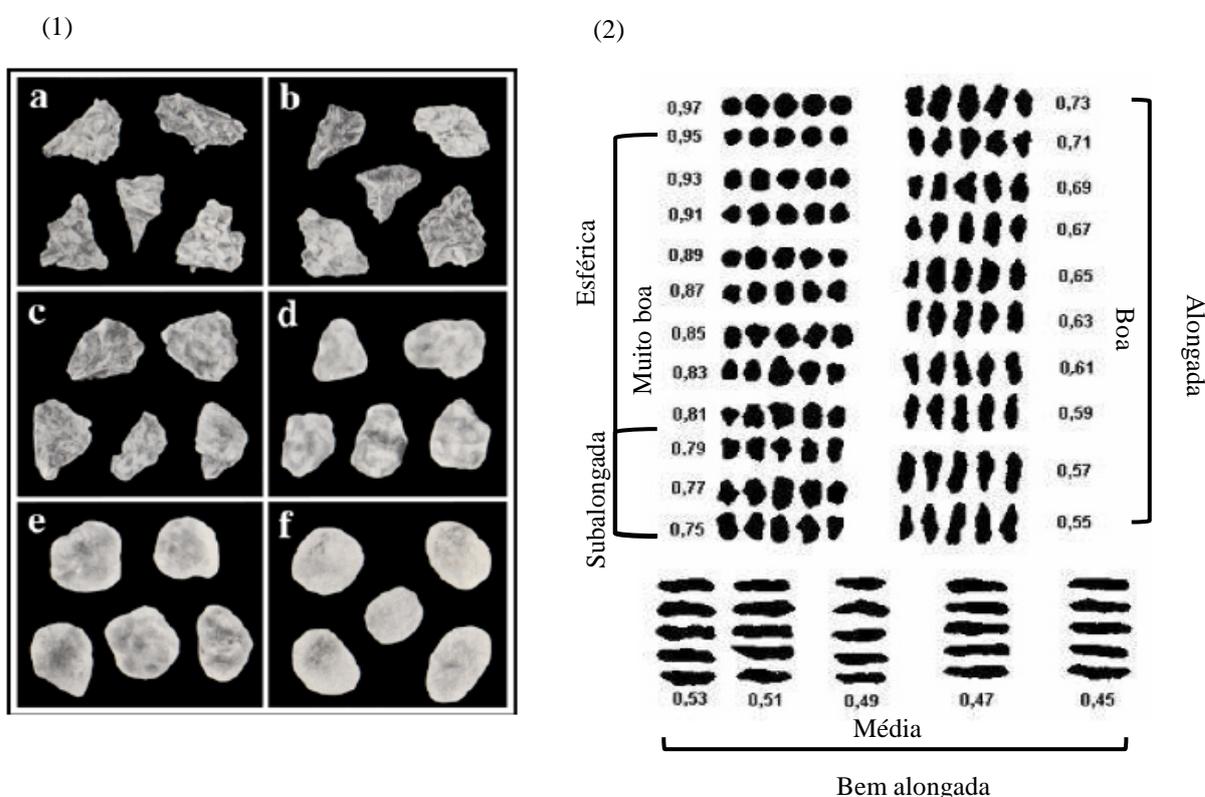
Já a análise morfoscópica determinou-se o arredondamento, forma e textura superficial das partículas (exoscopia), técnica capaz de fornecer informações sobre agentes e/ou ambientes deposicionais que afetaram a superfície dos grãos. A caracterização consistiu no exame da superfície dos grãos um a um e comparação visual com imagens de partículas arranjadas em classes. Para Suguio (2003), o método de comparação visual é procedimento que tem a vantagem de estudar um número maior de partículas em menor intervalo de tempo.

O arredondamento mediu o grau de agudez de cantos e arestas e indicou o índice de maturidade e retrabalhamento dos sedimentos. Foi classificado em seis diferentes graus

segundo estágios de Shepard¹², descrito em Suguio (2003). A esfericidade, que expressa aproximação da forma do grão com a de uma esfera perfeita deu indicações da natureza da área-fonte e foi estimada com carta padrão de Rittenhouse¹³ *apud* Suguio (1973). A tabela de Rittenhouse classifica numericamente graus de esfericidade onde: 0,0 - 0,1 muito pobre; 0,1 - 0,3 pobre; 0,3 - 0,5 média; 0,5 - 0,7 boa e 0,7 - 0,9 muito boa, isto é, mais próximo de 1, mais perto a da esfera será a partícula (Figura 41).

Figura 41. Tabelas de comparação visual para análise morfoscópica.

(1) Classes de arredondamento: a - muito angulosa; b - angulosa; c - subangulosa; d - subarredondada, e - arredondada, f - bem arredondada e (2) Classes de esfericidade.



Embora apresente limitações, o estudo das feições superficiais foi utilizado para relacionar suas características aos agentes de transporte e/ou ambientes deposicionais. Convencionou-se, que grãos de origem eólica apresentam superfícies foscas pela difusão da luz e de origem subaquosa superfícies lisas, homogêneas e polidas, que reflete praticamente toda a luz incidente. Apesar da complexidade desta interpretação, utilizou-se dessa análise, conforme Krumbein e Pettijohn (1938), descrito em Suguio (1973): (fosca - sem brilho) ou

¹² SHEPARD, F.P. (1967). Submarine Geology. Nova York: Harper & Row (2ª ed.).

¹³ RITTENHOUSE, G. (1943). A visual method of estimating two dimensional sphericity. Journal of Sed. Petrol., 13 (2): 79-81.

(polida - brilhante); (lisa - superfície plana e sem relevo) ou (rugosa - superfície com irregularidades, dobras, pregas, ranhuras: estriada, facetada, fosqueada, corroída, esburacada).

O estudo morfooscópico foi desenvolvido sobre a espécie mineral quartzo por ser bastante resistente, conservar bem as marcas existentes em sua superfície e ocorrer de forma predominante nas amostras. Durante as análises foram adquiridas imagens digitais de cada amostra para ilustrações dos diversos tipos de feições e diferentes composições dos grãos, com auxílio de câmera digital acoplada à lupa binocular. As amostras foram processadas no Laboratório de Mineralogia Aplicada - LAMINA do IESA/UFG, onde foram separadas e colocadas em Placa de Petri para análise. Para Dias (2004) a classificação de 100 grãos é suficiente, embora a precisão de resultados aumente com a dimensão da população. Mas, para o autor, a amostra mais vasta, que em geral é 100 grãos, não conduz à melhoria significativa nos resultados, pois, com efeito, é necessário lembrar que este tipo de análise é aproximativo. Neste caso, a partir do montante coletado optou-se pela contagem e separação aleatória de 20 grãos por amostra selecionados por representatividade reconhecida visualmente.

Também a composição mineralógica dos sedimentos é atributo importante na análise sedimentológica, mas os métodos variam consoante a classe textural. Para a fração arenosa, devido à dimensão das partículas, a classificação utilizando uma lupa binocular foi suficiente. Porém, apesar desta análise apresentar certa falta de precisão, em geral, conduz a resultados satisfatórios acerca da caracterização dos depósitos e dinâmica sedimentar. Assim, para observar constituintes mineralógicos adotou-se uma visão qualitativa de análise, subsidiada pelos manuais de mineralogia de Schumann (2008) e Font-Altaba (1969). A observação foi realizada sobre amostra total em microscópio óptico binocular Olympus tipo petrográfico.

4.3.2 Análise geocronológica do depósito pedossedimentar

A pesquisa utilizou do método de Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) para a datação dos sedimentos do sítio arqueológico MT1. Na LOE “emprega-se o protocolo SAR - regeneração de alíquota única, quando a amostra a ser datada é dividida em 20 a 100 alíquotas de 3 a 7 mg” (SUGUIO, 2010, p. 315). Para este autor, a eficiência é maior no protocolo a grãos individuais, por isso, quanto maior o número de alíquotas mais precisa é a idade. Afinal, esta idade média representa a data em que a amostra foi exposta pela última vez e por um longo tempo à luz solar, já que, as amostras expostas em curto intervalo de tempo ou em vários momentos diferentes podem levar a interpretações erradas.

Diante deste entendimento, a pesquisa utilizou o protocolo SARs com 15 alíquotas, ou seja, foram feitas 15 curvas de calibração e encontradas 15 idades para se determinar a idade média entre elas, o que posteriormente foi feito através da construção de um histograma de idade. E assim, os procedimentos em laboratório incluíram duas etapas principais: (1) a preparação das amostras e (2) a determinação da dose acumulada natural - paleodose (P).

Foi utilizado o método da regeneração total, que incluiu o tratamento químico para separar o mineral a ser analisado. Desta forma, os tubos de PVC utilizados na coleta de campo foram abertos em ambiente de luz vermelha, cerca de 5 cm de sedimento de cada uma das suas extremidades foram descartados e o restante analisado. Receberam tratamento químico com 20% de peróxido de hidrogênio (H_2O_2), 20% de ácido fluorídrico (HF), 10% de ácido clorídrico (HCl) e as lavagens intermediárias foram realizadas com água destilada.

Depois, as amostras foram secas e peneiradas, obtendo-se quartzo. Uma alíquota de 7 mg foi usada na medida do sinal natural de LOE para determinar cada paleodose, realizada em equipamento Fotomultiplicadora Thorn EMI Electron Tubes do tipo 9235QA com sistema de luz azul por LED, contador de fótons e fonte de alta tensão utilizando software próprio. Esta alíquota foi usada nas etapas de irradiação para construção da curva de calibração, isto é, foram obtidos 15 valores de (P) e 15 idades diferentes na mesma amostra e obtida a curva de calibração para cada amostra, plotando intensidades de luminescência em função da dose e fixando uma temperatura. Demais partes das amostras foram expostas à luz solar, irradiadas para receber doses conhecidas de radiações ionizantes e em seguida medida a razão LOE.

Embora o protocolo SAR seja mais preciso que o protocolo MAR, que é baseado na análise de alíquotas múltiplas, ainda assim foi necessário fazer correções visando eliminar erros. Portanto, como pode ocorrer queda ou aumento na sensibilidade dos grãos que formam uma alíquota, gerando variação na resposta da LOE em função da dose aplicada, entre as doses de radiação ionizante e após a medição do sinal natural, foram aplicadas e medidas as doses de teste (DT), determinada com base no valor estimado para P, em torno de 10%.

Em síntese, os protocolos adotados no laboratório foram: - separação de alíquotas de 7 mg de cada amostra; - pré-aquecimento de 160° por 10s; - medição do sinal LOE natural (estímulo de 100s a 125°); - irradiação com luz; - irradiação com dose teste (10% de P); - pré-aquecimento de 160° por 10s; - medição LOE; - irradiação com luz; - irradiação com dose regenerativa; - pré-aquecimento de 160° por 10s; - medição LOE (estímulo de 100s a 125°); - irradiação com luz e aumento da dose regenerativa; - repetição da dose regenerativa para verificar a regeneração do sinal LOE (diferença de intensidade deve ser $< 10\%$)

E assim, para o cálculo da idade foi obtido valor de (P), pela intersecção da curva de calibração com a linha que representa a luminescência natural e dos valores de doses anuais (DA) com a determinação dos teores de U^{235} , U^{238} , Th^{232} , K^{40} , medidas por espectroscopia gama. Para tal, os valores de doses anuais foram obtidos através do seguinte método:

$$DA = \frac{D\gamma}{1+1,14.F.W_1} + \frac{D\beta}{1+1,25.F.W_1} + x. Dr. c.$$

Onde:

Radiações ionizantes (doses anuais-Gy/ano) - $D\gamma$ = Dose radioativa gama - contribuição de Thório, Urânio e Potássio; $D\beta$ = Dose Radioativa Beta - contribuição de Thório, Urânio e Potássio; W_1 = quantidade de água do solo/quantidade de amostra seca do solo; F = quantidade de água média no passado (normalmente 0,2); r.c. = raios cósmicos; x = atenuação, depende da profundidade da amostra, como:

Profundidade (m)	x
1	0,84
2	0,71
3	0,60
4	0,43
6	0,22
15	0,09

PARTE III - A MATRIZ DO SÍTIO ARQUEOLÓGICO MT1: CARACTERÍSTICAS GEOAMBIENTAIS, PEDOLÓGICAS E SEDIMENTOLÓGICAS

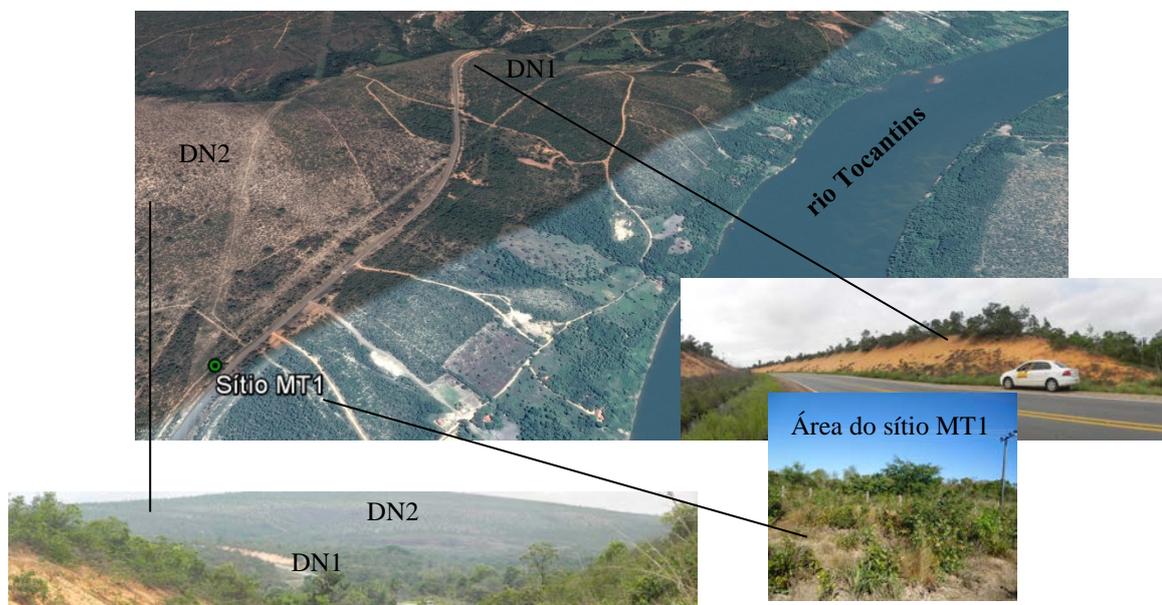
CAP. 5 SOLO, SUAS PROPRIEDADES E RELAÇÃO COM O MATERIAL LÍTICO

5.1 Observações geoambientais e o solo

5.1.1. O reconhecimento geral da área de estudo visando à reconstituição paleoambiental

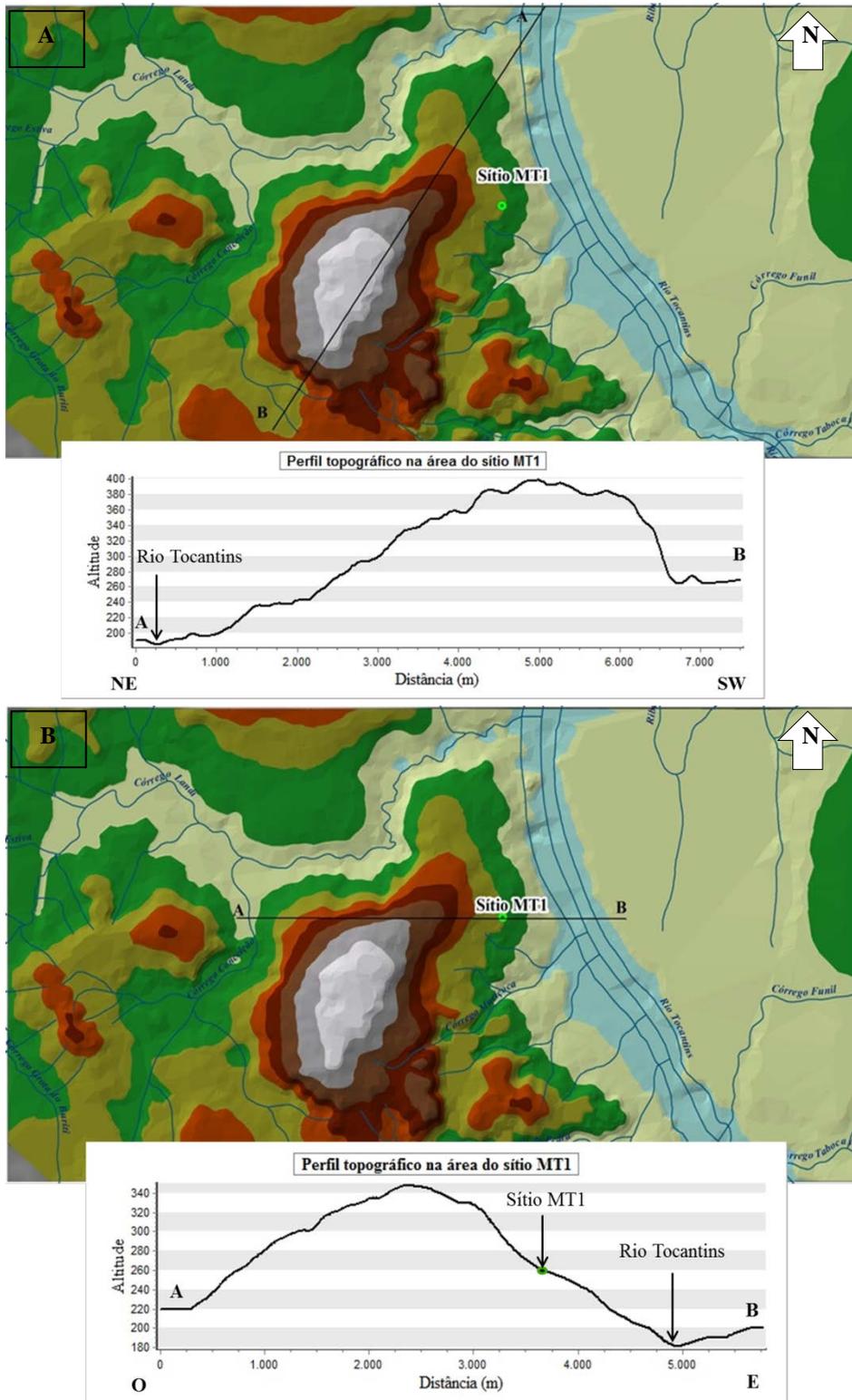
Foi realizada uma visita de reconhecimento da paisagem atual dos sítios arqueológicos da região do médio rio Tocantins entre os dias 12 a 15 de dezembro de 2013. Nesta primeira etapa de campo, duas áreas representativas da feição do relevo identificada como *morros e morrotes assimétricos*, localizadas na margem esquerda do rio Tocantins e que seriam pertencentes ao suposto campo de paleodunas da região, foram nomeadas DN1 e DN2 e selecionados como locais de coleta exploratória do material pedossedimentar. A DN2 localizada entre as coordenadas 784274 E e 8933006 N é a área em que está assentado o sítio arqueológico MT1. Distante 2 km ao norte está a DN1 nas coordenadas 783243 E e 8934701 N, uma área que não foi escavada durante os trabalhos do Programa de Resgate do Patrimônio Arqueológico no âmbito do EIA-RIMA da usina hidrelétrica do Lajeado (Figura 42).

Figura 42. Reconhecimento do suposto campo de paleodunas da subárea MT.



Para melhor identificação da área onde está assentado o sítio MT1, foi realizado um perfil topográfico NE-SW e O-E da feição DN2, supostamente dunária (Figura 43A e 43B).

Figura 43. Perfis topográficos elaborados para a área do sítio MT1.



As imagens acima permitiram observar que o sítio estabeleceu-se em relevo um pouco mais ondulado, a cerca de 250 m de altitude e 1 km da margem esquerda do rio Tocantins, em uma posição topográfica mais rebaixada a leste da feição DN2. Observou-se que o corte topográfico na DN2 corresponde a uma forma assimétrica, ou seja, a inclinação das camadas

ocorre em um único sentido de mergulho. A leste, limitada por uma faixa alongada e de maior declive, o que seria possivelmente similar a um *front* de duna menos dissecado ou a um espelho de falha dissecado; ao centro por um topo relativamente plano e a oeste, novamente, por uma zona mais declivosa, porém menos que a leste e visivelmente dissecada por canais de drenagem primários e secundários afluentes do córrego Conceição (Figura 43A).

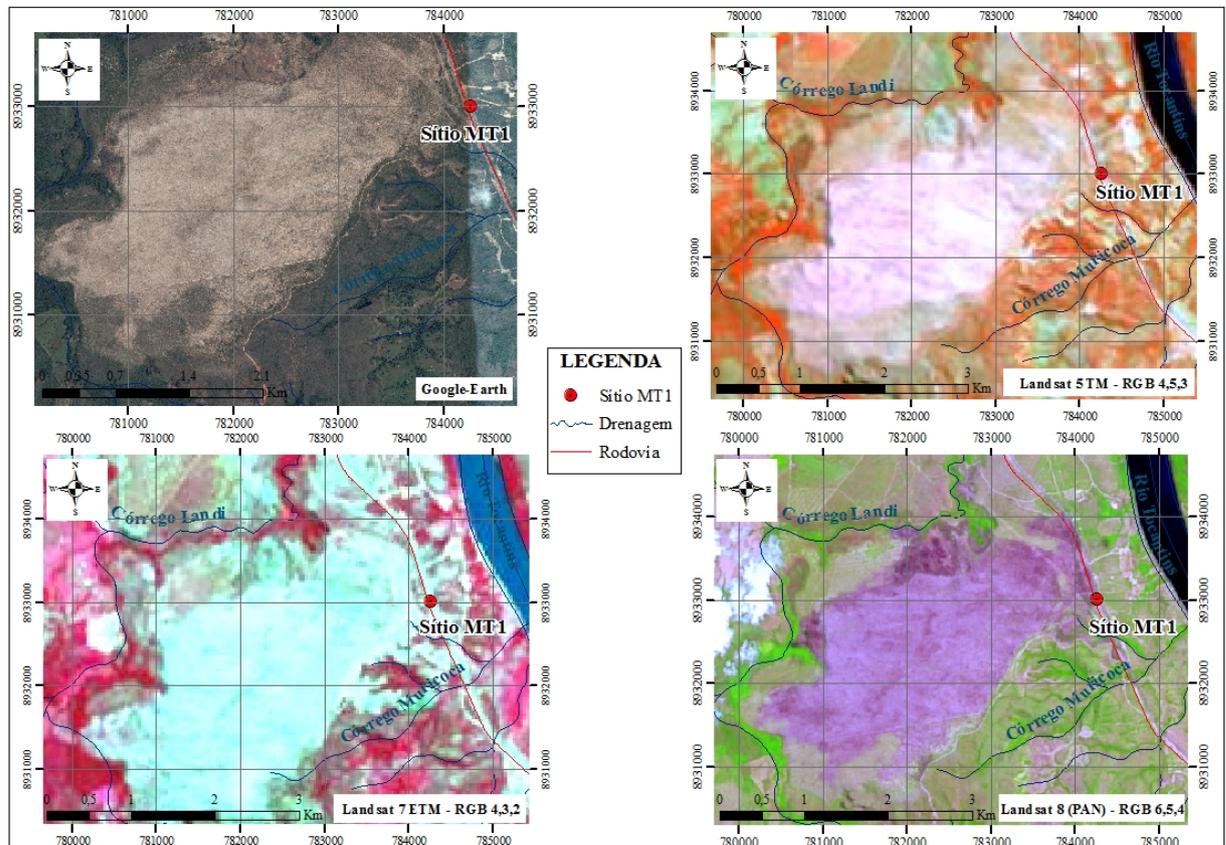
De certo modo, o conjunto todo lembrou uma feição dunária, disposta na direção NE-SW, supostamente com barlavento a sudoeste e sotavento a nordeste, ainda relativamente preservados, indicando direção provável do vento de SW-NE, e o sítio MT1 estabelecido na zona nordeste, sobre a área em que o vento receberia material deslocado do barlavento para sotavento, como é típico de dunas. Porém, pela declividade, cume relativamente arredondado e amplitude altimétrica em pouco mais de 100 m permitiu caracterizar como feição em morro. Ademais, pela Figura 43B foi possível comprovar que a posição do sítio o torna suscetível ao recebimento de material transportado, com deslocamento gravitacional de sedimentos.

O corte da Figura 43A evidenciou próximo ao seu topo, quebras topográficas negativas suaves, isto é, rupturas de declives côncavas intercaladas por quebras positivas convexas. Possivelmente ocorre devido à resistência diferencial à erosão e/ou intemperismo, pois as quebras positivas evidenciam níveis de maior resistência, enquanto as negativas são possíveis traços de corpos menos resistentes, áreas de contato litológico e falhamentos.

Assim, no primeiro campo priorizou-se a observação do relevo. Por isso, em associação, procedeu-se a interpretação de imagens satelitárias, pois no caso das dunas revela regularidade das formas, o que sugere princípios físicos gerais controlando a dinâmica desses ambientes (LANCASTER, 2011). O efeito da sombra nas imagens depende da variação do albedo, mas, as areias de dunas refletem muito, e tal característica indica homogeneidade (LEVIN et al., 2004). Para estes autores, a refletância das dunas depende da superfície; a geometria entre Sol, superfície e sensor; atenuação atmosférica; vegetação; crostas biogênicas no solo, mineralogia e textura da areia. De todo modo, a representação tende ao branco.

Na interpretação das imagens, observou-se que a área onde está assentado o sítio MT1, exibiu forma irregular, textura com aspecto mais liso e tonalidade esbranquiçada, posto que, areias quartzosas refletem muito a irradiação, contudo, não foi evidenciada feição específica de duna (Figura 44). Mesmo porque, sabe-se que dunas estabilizadas tem face de deslizamento menos pronunciada, pois com o tempo e a vegetação, será menos evidente o efeito de sombra (LEVIN et al, 2004). Neste ponto, o aumento da cobertura vegetal promove mudanças na topografia e efeito do sombreamento dificulta o entendimento da forma da duna.

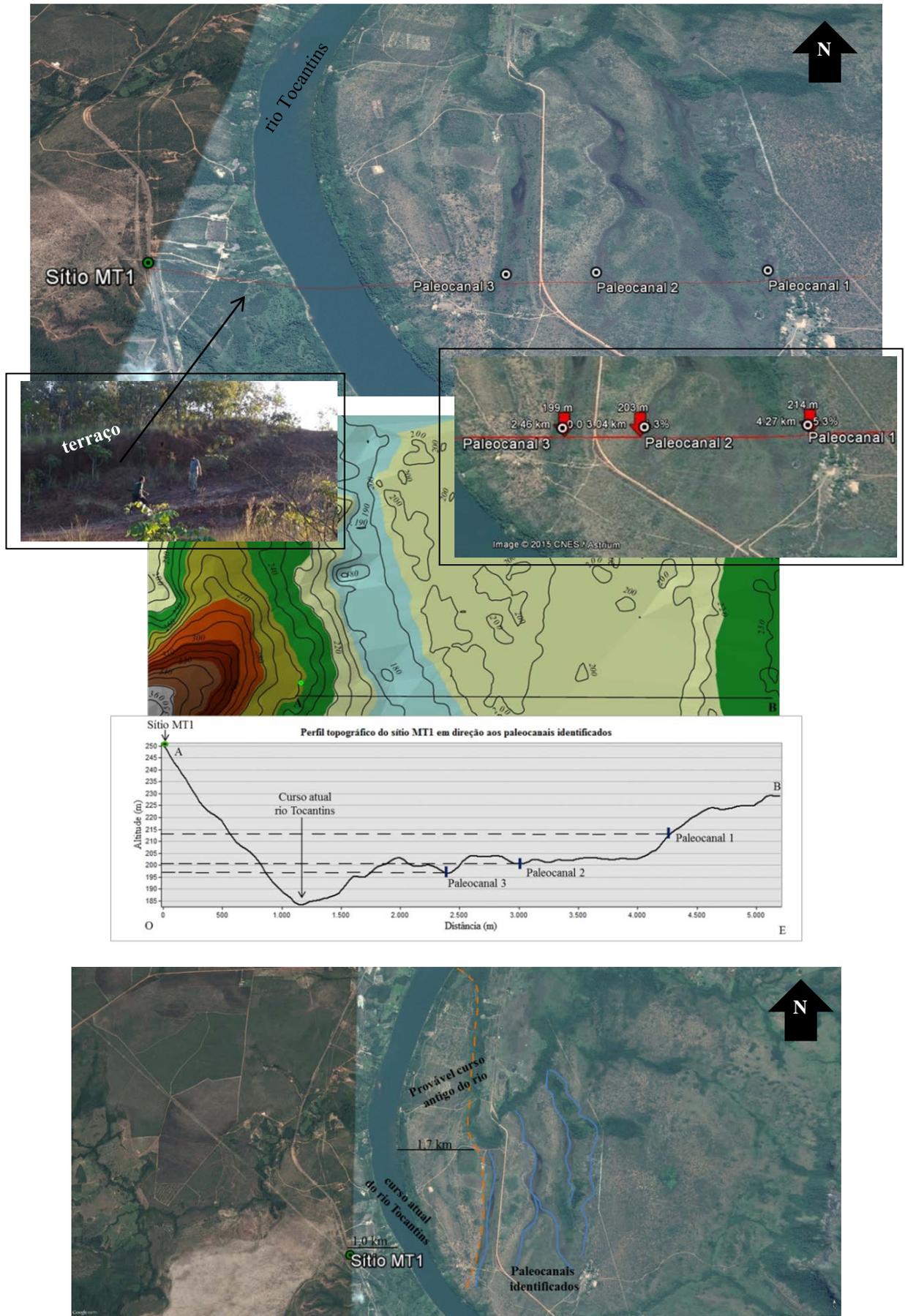
Figura 44. Imagens com visualização do substrato do sítio MT1.



Pelas imagens de satélite também foi possível observar três paleocanais defronte a área do sítio MT1, mas na margem direita do rio Tocantins, respectivamente a 199 m, 203 m e 214 m de altitude (Figura 45). Portanto, mecanismos de avulsão podem ter desviado o curso do rio Tocantins e antigas planícies de inundação (terraços atuais), atualmente presentes em níveis topográficos mais elevados. Na margem esquerda, foi identificado em campo, um nível de terraço também a pouco mais de 200 m de altitude (Figura 45).

Desta forma, a identificação e o estudo destas feições de forma mais aprofundada, poderá auxiliar numa futura reconstituição da evolução da rede hidrográfica do rio Tocantins, e de certo, também desperta atenção para a relação estabelecida entre a configuração da drenagem e a implantação dos sítios na paisagem. Até porque, pela proximidade do referido sítio ao rio Tocantins, torna-se conveniente discutir a dinâmica fluvial no tocante ao controle de cotas e possibilidade de enchentes na área, e que estaria também associada, uma possível mobilidade dos grupos pretéritos que ocuparam a região.

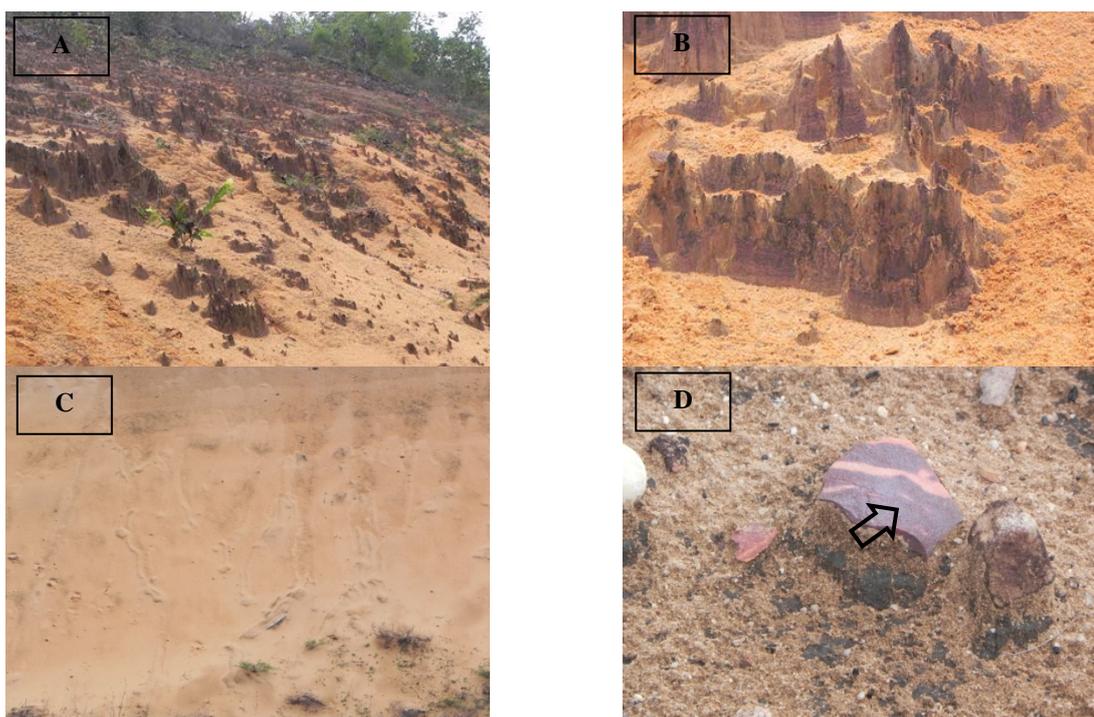
Figura 45. Identificação de paleocanais nas proximidades do sítio MT1.



Após observar as feições do relevo, foi percorrido o trecho da rodovia TO-050 entre Lajeado e Miracema do Tocantins, visando verificar estruturas sedimentares em cortes da estrada, pois são importantes na identificação dos ambientes de sedimentação. Porém, estruturas sindeposicionais de reconhecimento de depósitos dunares como estratificações cruzadas ou marcas onduladas, não foram avistadas em áreas expostas na rodovia.

Não obstante, nos perfis da estrada, possivelmente devido à fraca coesão e a saturação da areia, foram observados campos de *demoiselles chapeau*, feições residuais originadas por erosão diferencial, que permaneceram no solo pela proteção no “topo”, de algum material mais resistente, como, por exemplo, camadas de solo oxidadas ou seixos. São evidências de erosão geradas por salpicamento, e em geral, aparece após o impacto das gotas de chuva no solo e sobre a qual ficaram expostos os materiais arqueológicos (Figura 46A a 46D).

Figura 46. A: Campo de *demoiselle chapeau*; B: Detalhe da feição na superfície erosiva; C: Perfil da superfície arenosa; D: Material arqueológico sobre as elevações em pedestal.



Observou-se que alguns dos cortes na estrada exibiam perfis lateríticos constituídos de crostas ferruginosas característicos de cobertura sedimentar Terço-Quaternária, sob as quais deve ter desenvolvido a topografia plana e que se mantém preservada na região do corredor deprimido do vale do rio Tocantins. Essa camada pode ter sido responsável pela proteção da superfície erosiva, mantendo feições do tipo *demoiselles chapeau* (Figura 47A e 47B). Também na rodovia, verificou-se uma sequência deposicional de arenitos avermelhados

imersa em uma matriz maciça na extremidade da DN2, isto é, na borda mais ao sul da área onde está posicionado o sítio MT1, representada pela Formação Piauí (Figura 47C).

Figura 47. A: Camada ferruginosa; B: Perfil laterítico 1º plano; C: substrato rochoso.

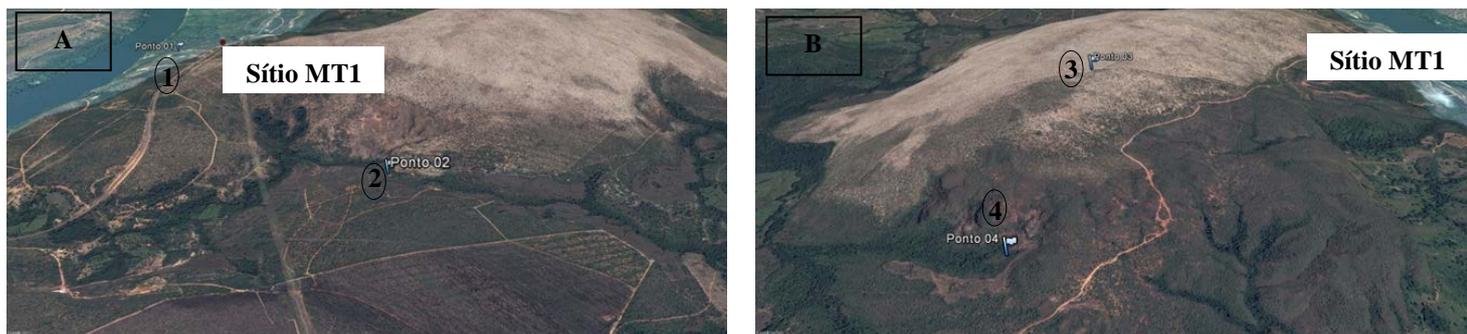


Em conclusão, nesta fase de reconhecimento da área, não foi observada estrutura típica dunar, embora, o caminhamento ocorreu apenas na estrada, e por isso, foi necessário percorrer outros locais, o que foi feito na segunda etapa de campo. Nesta exploração inicial da região observou-se apenas que a área do sítio MT1 está numa posição topográfica mais rebaixada e a leste da feição DN2, e, é constituída de materiais arenosos inconsolidados, os quais recobrem os morros e morrotes assimétricos de dissecação média, esculpida em relevo suave ondulado a ondulado, com 250 m de altitude e até 20% de declive.

5.1.2 A descrição do perfil estratigráfico

Devido à necessidade de reconhecimento de estruturas sedimentares, características de ambiente dunário, na segunda campanha de campo, de 15 a 21 de junho de 2015, foi feito o caminhamento na região visando observar afloramentos de unidades geológicas associadas ao pacote arenoso do sítio. Para tanto, foi realizado o levantamento de uma seção estratigráfica na área da DN2, a descrição e associação de suas fácies sedimentares. Isto posto, previamente em gabinete, foram selecionados quatro pontos para esse levantamento (Figura 48A e 48B).

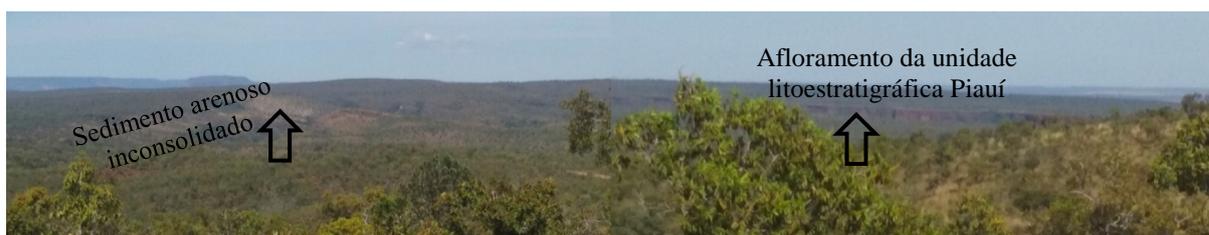
Figura 48. Áreas selecionadas para identificação das estruturas sedimentares em campo.



O acesso limitado as áreas rurais, impossibilitou reconhecer o ponto 2 e 4. Percorreu-se o ponto 1, na margem esquerda do rio Tocantins, neste caso, porque os sedimentos do sítio poderiam representar um possível retrabalhamento por transporte eólico de acumulações fluviais, como apontaram, por exemplo, Ferreira et al. (2013), sobre as paleodunas do médio rio São Francisco em Pernambuco. Entretanto, características atuais e residuais da paisagem não indicaram nenhum sinal que pudesse associar a área fonte do material arenoso do sítio aos terraços e planícies fluviais do rio Tocantins.

Durante o caminhamento rumo ao ponto 3 (topo da feição DN2), também não foi identificado afloramento com camadas ou estratificações cruzadas que pudesse sugerir a constituição de dunas quaternárias. Ao chegar ao topo, observou-se ao sul desta feição, o mesmo tipo de sedimento inconsolidado associado a uma área de relevo dissecado com formas tabulares, capeado por arenitos e siltitos da Formação Piauí (Figura 49).

Figura 49. Vista panorâmica ao sul da feição DN2 (observada a partir do topo) - ponto 3.



Para mais, em campo optou-se por percorrer uma área fora dos quatro pontos previamente selecionados, mas também localizada na feição *morros e morrotes assimétricos*, nas proximidades da DN1, por isso, igualmente representativa do suposto campo de paleodunas da região. Neste ponto, foi feito o levantamento e a montagem em fotomosaico, visando à análise em detalhe de uma seção colunar com cerca de 4 m de altura, relativa à unidade Poti (Figura 50).

Depois, o perfil colunar foi agrupado e digitalizado no software Corel Draw para sumarizar o empilhamento vertical das fácies. Foi individualizado em 7 diferentes litofácies distribuídas em três intervalos estratigráficos: basal, intermediário e superior (Figura 51).

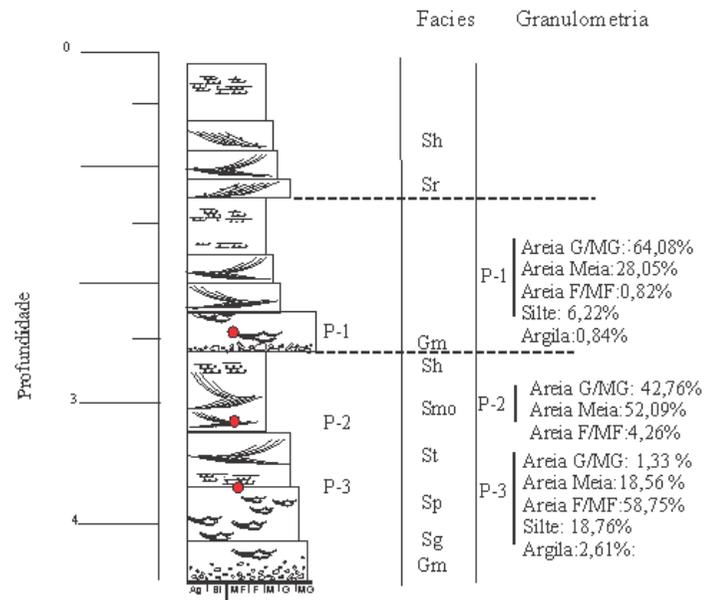
Figura 50. A: Visão geral do afloramento; B: Posição do afloramento na feição do relevo morros e morrotes assimétricos; C: fotomosaico e desenho ilustrativo do afloramento.



Figura 51. Perfil colunar estratigráfico identificado em campo.

Perfil 1 Formação POTI

Coordenadas: 782548 E e 8935581 N

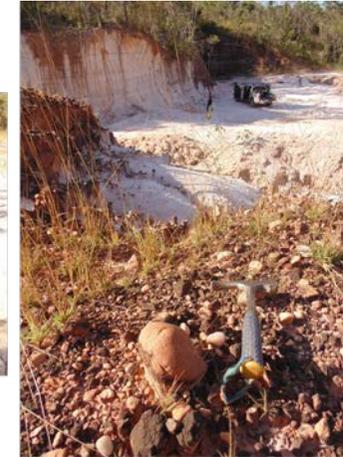


Desenho: Bayer, 2015.

- Amostras p/ granulometria
- ☐ Areia e Seixos
- ☐ Areia e Seixos com estrutura maçica
- ☐ Areia e Seixos com estratificação cruzada
- ☐ Areia com estratificação cruzada
- ☐ Areia com estratificação horizontal
- ☐ Areia e Silte com laminação horizontal
- ☐ Areias eólicas com estrutura cruzada
- ☐ Areia e Silte com estrutura maçica



Vista panorâmica do afloramento P-1



Intraclastos de argila, arredondados, de até 25 cm de diâmetro em matriz arenosa grossa a muito grossa



Intraclasto de calhau



Acumulações de seixos e grânulos de quartzo, lentes com base erosiva, matriz de areia grossa a muito grossa e estratificações cruzadas



Estrutura cruzada de médio a grande porte intercaladas com estruturas plano paralelas



Arenitos e conglomerados brancos, friáveis, bem relacionados arredondados



Acúmulo de sedimento arenoso inconsolidado

Para cada litofÁCie foi atribuído um código, segundo proposta de Miall (1996), conforme já descrito no capítulo de metodologia. O Quadro 18 a seguir, sintetizou as litofÁCies e suas respectivas interpretações.

Quadro 18. Resumo das fÁCies do afloramento descrito.

	Código	LitofÁCies	Estrutura	Interpretação
	Sh	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhenta)	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito plano (regime de fluxo superior/crítico)
	Sr	Areia muito fina a grossa	Laminações cruzadas de marcas onduladas	Migração de marcas onduladas subaquosas por fluxo unidirecional
	Gm	Cascalho maciço com matriz arenosa	Imbricação de acamamento horizontal	Fluxo de detritos
	Smo	Areia fina a média e pontos com concentração de matéria orgânica	Maciça ou laminação indistinta	Depósitos bioturbados e fluxos hiperconcentrados
	St	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas acanaladas	Migração de dunas subaquosas 3D com cristas sinuosas ou linguóides
	Sp	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhenta)	Estratificações cruzadas planares	Migração de dunas transversais 2D ou barras transversais
	Sg	Fluxo de gravidade de sedimentos	Gradação normal e intraclastos de argila	Sucessivos episódios de fluxos de detritos

Como a pesquisa não objetivou realizar uma análise faciológica detalhada, com a descrição de vários afloramentos pertencentes às formações geológicas associadas aos depósitos arenosos supostamente dunares, o primeiro passo foi à identificação das fácies de um substrato rochoso que pudesse ser representativo para o estudo. Para tanto, buscou-se uma eventual descrição de características texturais e associação com estruturas sedimentares, pois são ferramentas importantes para a reconstituição paleogeográfica. A etapa seguinte consistiu em inferências sobre os principais ambientes deposicionais, embora não foi elaborado um modelo específico, por isso, também as discussões foram amplamente apoiadas na literatura.

E assim, pelas litofácies, foram inferidas duas associações faciológicas principais: (1) marinha dominada por tempestades e (2) gerada por sistemas fluviais. A primeira, indicativa de areia fina a média com laminação plano-paralela e acamamento *flaser* relacionada à planície de maré. A segunda representando areias grossas e conglomerados com estratificação cruzada e acanalada, relacionada a depósitos de barras arenosas e dunas subaquosas. Logo, foi definida uma sucessão deposicional em sistema marinho de águas rasas com transição para flúvio-deltaico, em associação ao recuo dos mares. Para Rodrigues (2003), esta condição sugere que a Formação Poti foi composta de arenitos fluviais com intercalações de poucos siltitos. Aliás, constatou-se neste afloramento o predomínio de sedimentos psamíticos.

Nestes tipos de ambientes, os arenitos com estratificação cruzada de alto ângulo seriam sugestivos da contribuição fluvial e as estruturas *flaser* e os acamamentos ondulados de influência marinha. Há de considerar, que unidades arenosas como esta, recebem contribuição de silte e argila e podem constituir formas de leito com marcas onduladas, portanto, acamamento *flaser* representa um de seus tipos, indicando a sedimentação dominada por areias e pequenas e descontínuas lentes de argila. A propósito, a ausência de fácies pelíticas entre os corpos arenosos sugere uma alta mobilidade lateral de canais entrelaçados e o desenvolvimento restrito de planícies de inundação às suas margens (ADEGAS, et al., 2012). Ressaltaram estes autores, que os conglomerados com intraclastos argilosos indicam erosão de poucos depósitos da planície de inundação, nas porções laterais dos canais.

Desta forma, as fácies desenvolveram-se em diferentes estágios de um sistema fluvial e distintos graus de energia. Conforme Santos e Stevaux (2000), fácies (Sh), por exemplo, são comumente depositadas em regime de fluxo superior dependendo do nível da água, velocidade do fluxo e tamanho do grão, e os membros mais desenvolvidos das fácies (Sp), em geral, tem sua gênese ligada a um regime de fluxo mais baixo junto a migração de barras transversais. Já fácies de areia maciça com matéria orgânica (Smo) podem ocorrer quando do

transporte de sedimentos pelo canal em ambientes de média a alta energia (MORAIS, 2010). Também segundo este autor, fácies de cascalho com matriz arenosa (Gm) sugerem ambiente de alta energia em eventos torrenciais com capacidade de remobilização do material grosseiro.

Cabe ressaltar, que nas fácies em sistemas fluviais, planícies de inundação conformam horizontes tabulares com frequentes laminações horizontais (Sh), laminações onduladas (Sr) ou maciças (Smo), além de superfícies erosivas dos canais, sucedidas por areias médias a grossas com estratificação cruzada acanalada (St) ou cruzada planar (Sp). No caso da laminação plano-paralela (Sh), por exemplo, inundações episódicas representam fluxos de alta energia e formam, preferencialmente em condições de baixa profundidade da lâmina de água, o que pode ser a fase final do preenchimento de canais (ADEGAS, et al., 2012).

Além do que, verificou-se que a litologia do afloramento é composta principalmente de arenitos e organizada numa sequência de fácies com padrão de estratificação gradacional, quer dizer, com variação vertical na granulometria. Pela sequência gradacional observada, estágios mais grosseiros consistiam na deposição de extratos sedimentares com fluxo de maior energia, que para Sander (2015) associam-se as fases de canal/barra, e o contrário, com sedimentos mais finos, à fase de planícies e pântanos. Para o autor, alternância das sequências com camadas grossas e finas são representativas das variações de fluxos de energia.

Pelo exposto, constatou-se que no Carbonífero Inferior a Formação Poti apresentou um modelo de sedimentação úmido e segundo Iannuzzi (1994), de clima temperado. Apenas no final da sua deposição existiram condições mais secas, as quais antecederam o sistema desértico que predominou no Carbonífero Superior, representado pela Formação Piauí e que de fato originou dunas eólicas. Ainda que, Ribeiro e Melo (1994, *apud* Rodrigues, 2003), observaram no membro superior da Formação Poti, fácies de arenito eólico e estratificação cruzada de grande porte formando dunas longitudinais associados a frentes deltaicas.

Enfim, nesta pesquisa, foi importante observar que o exame do perfil colunar e do contato da estrutura com os sedimentos que recobrem os *morros e morrotes assimétricos*, forneceram dados iniciais esclarecedores sobre o pacote deposicional do sítio MT1, e que a natureza do substrato dificilmente se trata de duna eólica quaternária. Porém, interpretações são inseguras se tomadas exclusivamente com esse parâmetro, e em vista disso, nos tópicos subsequentes foram expostas as demais análises, isto é, a descrição do perfil de solo e os dados analíticos do material pedossedimentar que permitiram apontar de forma mais conclusiva a origem do substrato.

5.1.3 O perfil de solo estudado: descrição morfológica

Na segunda etapa de campo, foi aberta uma Unidade de Escavação (UE) 1 x 1 m, na área central do sítio MT1 (Quadra 1). Sua implantação no terreno seguiu o método do teorema de Pitágoras, visando à identificação espacial (horizontal e vertical), do material arqueológico. Feita a limpeza superficial da área, prosseguiu-se com a escavação por nível artificial de 10-10 cm até 50 cm iniciais, de modo a obter um maior controle estratigráfico. Depois, foi dado seguimento até 1 m de profundidade, com o peneiramento de cada camada de sedimento retirada. Após 1 m escavado a UE foi ampliada (Quadra 2), ficando nas dimensões 2 x 1 m: 2 m de comprimento, 1 m de largura e 2,30 m de profundidade, quando o solo se tornou estéril em relação aos níveis do pacote arqueológico (Figura 52). A localização da UE em relação às demais sondagens arqueológicas realizadas no sítio foi exposta no croqui da Figura 7 / Cap. 1.

Figura 52. Abertura da UE - A: método do teorema de Pitágoras; B: escavação da Qdr. 1; C: ampliação da UE.



Após a ampliação da UE, as intervenções foram feitas visando um melhor controle estratigráfico, sobretudo quando os vestígios arqueológicos eram mais evidenciados. Durante as intervenções foram empregadas duas fichas visando padronizar o registro: a de abertura/fechamento da UE e outra com os números de proveniência (anexo 1). De modo simultâneo, foram feitas anotações relevantes no caderno de campo sobre os níveis escavados.

É importante mencionar, o aparecimento de um grande número de carvões dispersos, especialmente a 1,80 m de profundidade, com cerca de 1 a 2 cm de diâmetro e de feições

tubulares. Diante desta situação, optou-se pela coleta de algumas amostras entre os níveis arqueológicos escavados, visando recorrer à análise antracológica (Figura 53). Como os carvões encontravam-se dispersos, certamente será identificada uma diversidade taxonômica maior, o que não ocorreria em caso de evidenciação de fogueira, uma vez que neste tipo de estrutura, os carvões geralmente concentrados apresentam o domínio de uma ou duas espécies apenas. Contudo, como estas análises não fizeram parte do escopo da presente pesquisa, seus resultados serão discutidos em publicações futuras, as quais poderão contribuir com a reconstituição da vegetação do sítio MT1 e conseqüentemente da paisagem da região.

Figura 53. Coleta de amostra de carvão.



Além do mais, durante as intervenções, observou-se uma propensão a erosão interna do solo (*piping*), pela formação de estruturas em túneis que removem componentes do solo e as quais provocam instabilidade e colapsos do terreno (Figura 54A). Tendo em vista estas características, no momento em que as escavações eram realizadas ocorreram desabamentos na parede E e O do perfil de solo (Figura 54B). Como na ocasião do desmoronamento havia um tecido de TNT no fundo da trincheira, todo o sedimento foi recolhido e posteriormente peneirado, embora neste caso, não sendo possível identificar o nível de proveniência do material arqueológico (Figura 54C).

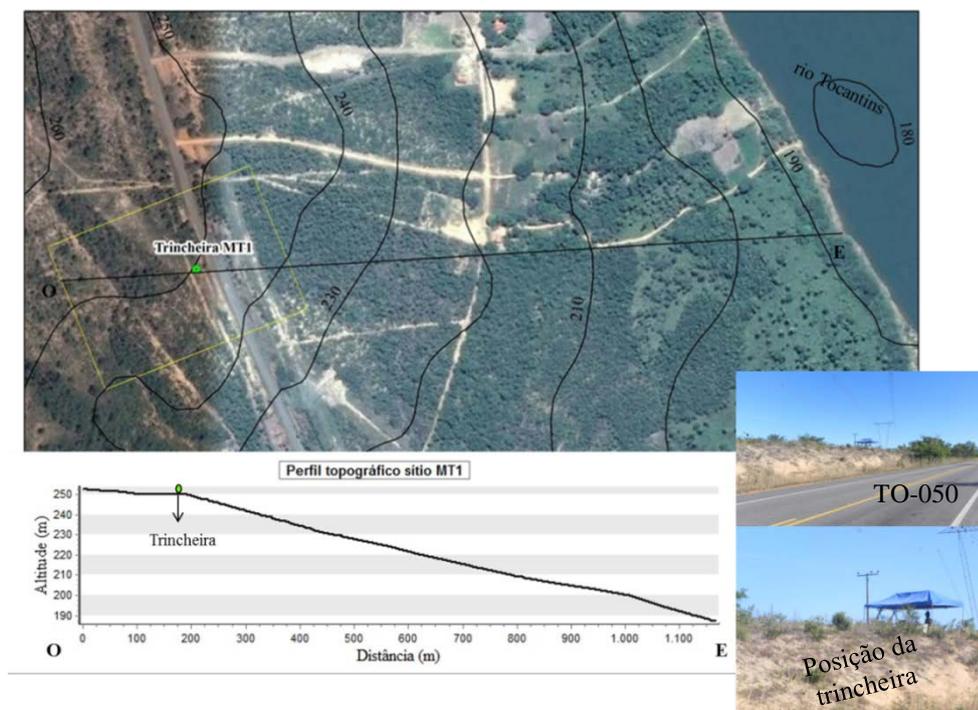
Figura 54. Registros do estudo do perfil - A: detalhe do duto; B: desabamento; C: recolha do sedimento.



Após a abertura da trincheira, os horizontes foram identificados no perfil de solo e suas características morfológicas descritas com base numa ficha de campo (anexo 2) e sob orientações do Manual de Descrição e Coleta de Solos em Campo (SANTOS et al., 2013). A classe de solo identificada seguiu a Classificação Brasileira de Solos (EMBRAPA, 2013) e como a pesquisa não tratou da gênese, abordou exclusivamente os dois primeiros níveis categóricos, em alusão as observações de campo e literatura da região, que reconhece presença de Neossolo Quartzarênico (RQ), solo com pouca ou nenhuma evidência de horizontes pedogenéticos subsuperficiais, horizonte A assentado sobre C, constituído de areias com minerais primários dificilmente alteráveis, baixa capacidade de armazenar água e nutrientes para as plantas. Alguns atributos, já tratados no capítulo de caracterização da área.

E assim, na área do sítio MT1, com desnível de cerca de 60 m em relação ao rio Tocantins e pouco mais de 1 km da sua margem esquerda, foi descrita a parede sul da trincheira (Figura 55). Esta, localizada a leste e no terço médio da encosta da feição DN2, no sentido do declive, a cerca de 250 m de altitude, em relevo suave ondulado (rever Figura 43B). Neste ponto, cabe ressaltar, que devido à necessidade de reconhecimento dos vários atributos físicos da paisagem em que se encontrava esse perfil de solo, a pesquisa sistematizou algumas características gerais da área, conforme exposto no Quadro 19 a seguir.

Figura 55. Posição da trincheira no sítio MT1.



Quadro 19. Dados descritivos gerais da área de estudo do perfil de solo.

Descrição geral da trincheira posicionada no sítio arqueológico MT1

Perfil (n°): 1

Data: 18/06/2015

Classificação (solo): Neossolo Quartzarênico (RQ)

Localização: município de Miracema do Tocantins (GO) entre as coordenadas 784238 E e 8932873 N

Situação sobre o perfil: descrito no terço médio da encosta da DN2 sob vegetação de cerrado

Altitude: 250 m

Litologia, formação geológica e idade: arenitos e siltitos da Formação Piauí, relativo ao período Carbonífero

Relevo local: suave ondulado de 0 a 8% de declive

Relevo regional: suave ondulado a ondulado com até 20% de declive

Material de origem: depósito arenoso inconsolidado

Pedregosidade: não pedregosa

Rochosidade: não rochosa

Erosão: hídrica laminar (ligeira)

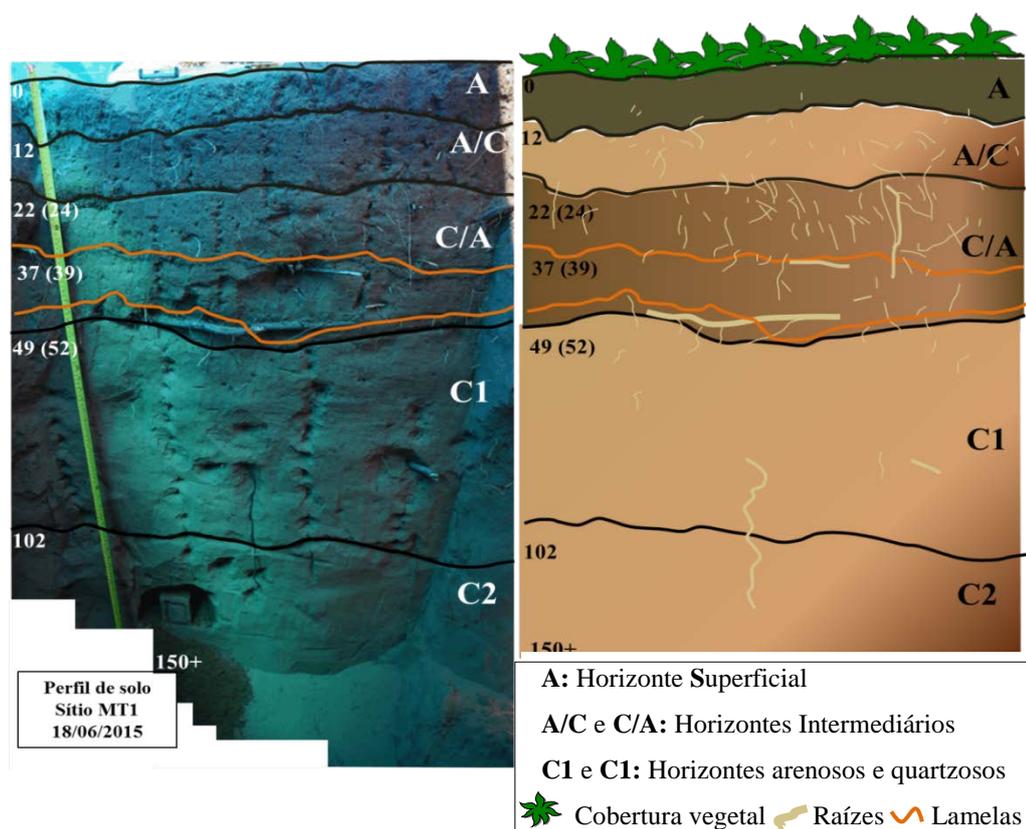
Drenagem: excessivamente drenado

Vegetação primária: cerrado *strictu sensu*

Uso atual: pastagem (degradada)

O perfil de solo, com litologia composta principalmente de arenitos foi classificado como Neossolo Quartzarênico, de onde foram identificados cinco horizontes: A; A/C; C/A; C1 e C2 (Figura 56). As características de cada um foram descritas no Quadro 20 adiante.

Figura 56. Perfil de solo da unidade de escavação - parede sul - Quadra 1.



Quadro 20. Identificação e descrição morfológica do perfil de solo na parede sul da trincheira.

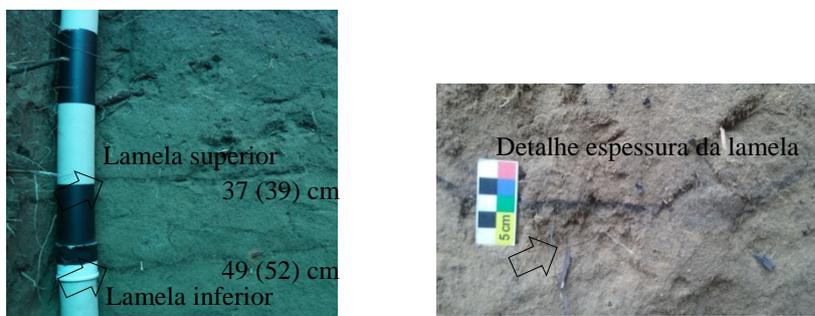
Horizonte e profundidade	Descrição morfológica do perfil
Horizonte A 0 - 12 cm	Cor bruno (10 YR 4/3, seca); transição clara e plana com alguns pontos suavemente ondulados; arenosa; estrutura granular grumosa (multifacetado), muito fraca e desfaz em grãos simples, blocos arredondados grandes muito fracos; porosidade intergrãos do tipo fissural fraca, muita fina e descontínua; raízes fasciculadas finas a médias e raras pivotantes.
Horizonte A/C 12 - 22 (24) cm	Cor bruno amarelado escuro (10YR 3/6, seca); franco-arenosa; estrutura granular simples com algumas manchas milimétricas a centimétricas esparsas, escuras, arredondadas e irregulares; raízes simples e um pouco mais de pivotantes médias.
Horizonte C/A 22 (24) - 49 (52) cm	Distinguiu-se do horizonte anterior pela cor bruno amarelado (10YR 5/4, seca) a bruno (10 YR 5/3, seca); transição abrupta e ondulada; estrutura contínua maciça. Observou-se a presença de duas lamelas escuras. A lamela superior a partir de 37 (39) cm; contínua em toda a trincheira e bastante ondulada, com a face sul (1,5 cm) mais espessa que a face oeste e leste apresentou cor bruno muito escuro (10YR 2/2, seca); franco-arenosa; transição abrupta; raízes pivotantes horizontalizadas finas a médias e matéria orgânica não muito evoluída; solúvel em água. A lamela inferior a partir de 49 (52) cm; descontínua, embora mais contínua na face leste do que na face oeste; cor bruno muito escuro (10YR 2/2, seca); franco-arenosa; transição abrupta e ondulada; raízes pivotantes muito grandes, horizontalizadas grandes (Figura 57).
Horizonte C1 49 (52) - 102 cm	Cor bruno amarelado escuro (10 YR 4/6, seca) - homogênea; transição gradual a difusa; textura franco-arenosa; estrutura contínua maciça, porosa, baixa densidade e desfaz em grãos simples; água com dificuldade de infiltrar; poucas raízes fasciculadas finas a médias e raras pivotantes grandes a médias; ainda com atividade biológica.
Horizonte C2 102 - 150+ cm	Cor bruno amarelado escuro (10 YR 4/6, seca) - raras raízes fasciculadas finas e provável ausência de atividade biológica.

Observação geral:

Horizonte C2: a 220 cm - (10 YR 4/6) cor bruno amarelado escuro, mas um pouco mais vermelho;

As espessuras dos horizontes do perfil de solo estudado não foram coincidentes as coletas das amostras.

Figura 57. Identificação das lamelas na Quadra 1 - parede oeste do perfil de solo.



Em conclusão, no perfil de solo estudado, com exceção das lamelas, não ocorreram importantes variações morfológicas entre os horizontes. A lamela, segundo Paisani (2004, p.

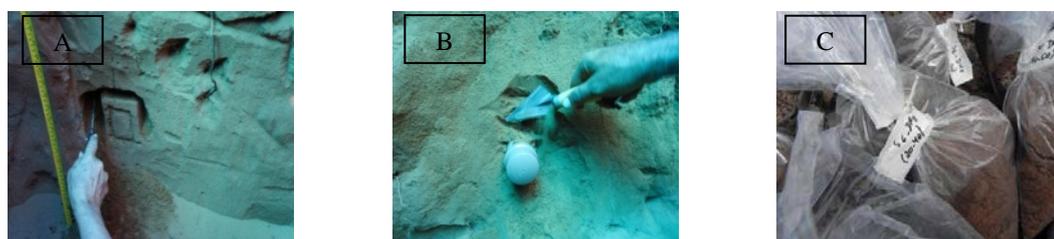
29) “é um termo morfológico para definir faixas de constituintes granulométricos finos em sedimentos arenosos específicos”. Para o autor, são conhecidas em sedimentos de fácies marinha, praias, fluvial, eólica e glacial ou solos sobre rochas sedimentares, mas sem um modelo genético particular, pois sua formação abrange diversos fatores e insere nas classes: sedimentar; ilúvio-sedimentar, iluvial e e-iluvial. As propriedades morfológicas das lamelas do perfil foram parecidas, o que sugere origem análoga, mas seu processo formador mais discutido no Capítulo 6. Portanto, a descrição do perfil de solo não trouxe evidências que sugerissem a presença de paleoduna eólica, mas de pedogênese sobre arenito do substrato. As lamelas foram atribuídas a remanejamentos de matéria orgânica em profundidade no perfil.

5.1.4 As intervenções na área visando a coleta do material pedossedimentar

No perfil de solo, foram coletadas sete amostras indeformadas em caixas de papel cartão de 5 x 7 x 5 cm, com instruções de Castro et al. (2003), para elaboração de lâminas delgadas e descrição micromorfológica, segundo Courty et al. (1989) e Castro (2008), nas profundidades que seguem: 13-20 cm; 25-32 cm; 33-40 cm; 60-67 cm; 87-94 cm; 132-139 cm e 2-2,07 m (Figura 58A). Além desta, foram coletadas amostras para datação por LOE, com tubos de PVC, em profundidade similar às datadas por ^{14}C (Bueno, 2005), por retratar as camadas de ocupação no sítio: 1,20 m - Holoceno Médio e 2,20 m - Holoceno Inicial. E neste caso, foram nomeadas Amostra 1 Qdr. 1 PS 1,20 m e Amostra 2 Qdr.1 PS 2,20 m, com cerca de 300 g em cada tubo, de 5 cm de diâmetro e 30 cm de comprimento (Figura 58B).

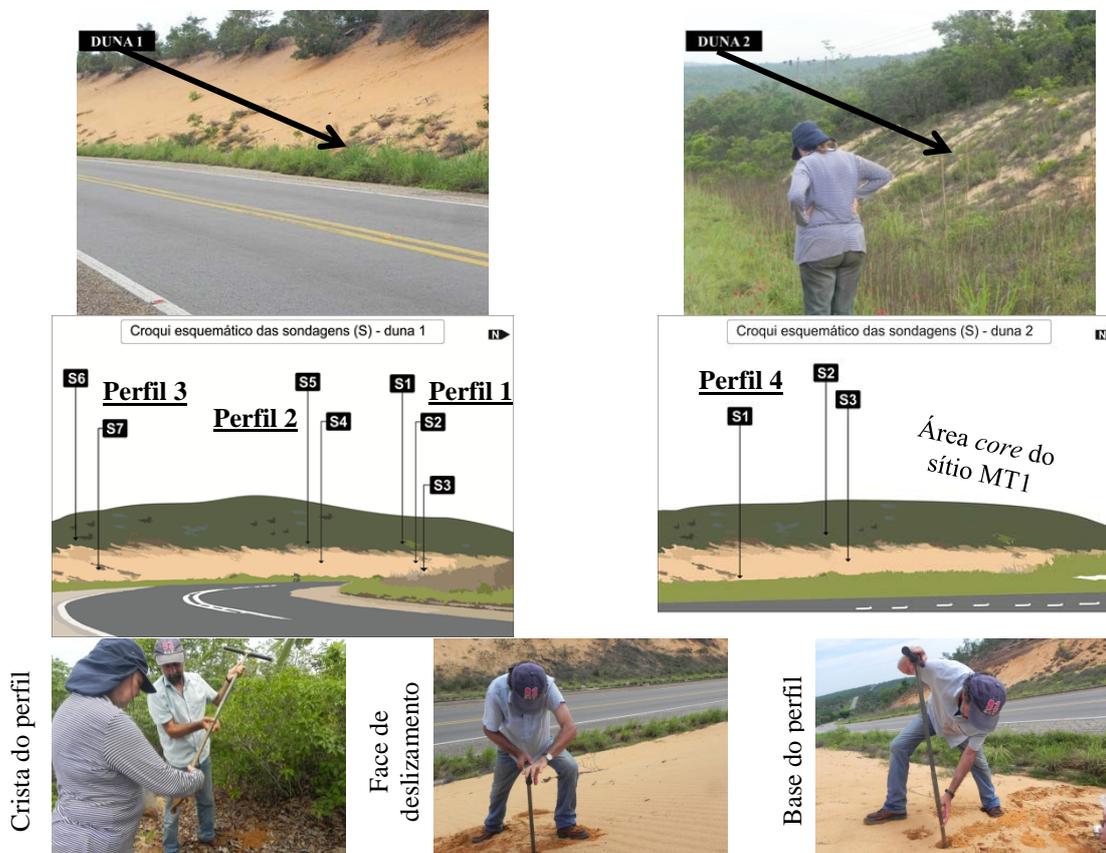
Coletaram-se ainda, 15 amostras deformadas: 0-12 cm; 12-27 cm; 27-42 cm; 42-57 cm; 57-72 cm; 72-87 cm; 87-102 cm; 102-117 cm; 117-132 cm; 132-147 cm; 147-162 cm; 162-177 cm; 177-192 cm; 192-207 cm e 207-222 cm. Este tipo de coleta, também foi empregado durante as sondagens exploratórias realizadas no primeiro campo, com uso de trado manual, retirando o sedimento de 10-10 cm até 120 cm de profundidade, totalizando 68 amostras. Assim, somando as duas campanhas, foram coletadas 83 amostras deformadas com cerca de 500 g cada, embaladas e enviadas ao LABOGEF, para identificação, classificação textural, descrição morfométrica, exoscópica e mineralogia (Figura 58C).

Figura 58. Coletas - A: amostras indeformadas (micro); B: amostras LOE; C: amostras deformadas.



No primeiro campo, para a coleta das 68 amostras em questão, foram realizadas 10 sondagens: 7 na DN1 e 3 na DN2. Os pontos foram selecionados ao longo de um mesmo alinhamento, visando abranger diferentes áreas das supostas paleodunas, arbitrariamente definidas como: “crista” - áreas cobertas por Cerrado; “faces de deslizamento” - perfis expostos na estrada e “bases” - sopé dos perfis às margens da rodovia. E para auxiliar na descrição, comparação e análise dos sedimentos, a pesquisa incluiu as sondagens em 4 perfis, conforme os alinhamentos de coleta de campo: **DN1: Perfil 1** (S1, S2 e S3); **Perfil 2** (S4 e S5); **Perfil 3** (S6 e S7) e **DN2: Perfil 4** (S1, S2 e S3) (Figura 59) e (Quadro 21).

Figura 59. Alinhamento das sondagens realizadas na DN1 e DN2.



Quadro 21. Distâncias entre as sondagens - pontos de amostragem.

DN1	DN2 - área do sítio MT1	Níveis altimétricos
S1 a S2: 15,3 m	S1 a S2: 8,4 m	DN1
S2 a S3: 4,5 m	S2 a S3: 2,6 m	S1=224m; S2=221m; S3=218m
S4 a S5: 10,2 m		S4=227 m; S5=229 m
S6 a S7: 12,5 m		S6=251m; S7=248 m
*S2 a S4: 44 m - mesmo alinhamento		DN2
*S4 a S7: 395 m - mesmo alinhamento		S1=248m; S2=253m; S3=256m

Necessário destacar, que as intervenções exploratórias realizadas em 2013, logo, em um momento anterior a abertura da trincheira, também foram feitas na área *core* do sítio, próximo às sondagens arqueológicas de 2000 e 2002 (rever Figura 7, Cap. 1). Os resultados das análises foram expostos no item adiante, que tratou dos dados em laboratório.

5.2 Os resultados analíticos dos constituintes do solo

As amostras deformadas coletadas durante as sondagens exploratórias foram secas a temperatura ambiente, pesadas com balança de precisão e peneiradas em malha de 2 mm. Após o peneiramento, os ensaios foram subamostrados e realizados com 1 g de cada amostra. E assim, finalizada a preparação, procedeu-se à identificação textural com uso do granulômetro a laser (Figura 60A a 60C). Os parâmetros de leitura do granulômetro foram: volume de cuba: 800 mL; índice de refração do dispersante (água): 1,33 e faixa de leitura: 0,020 a 2000.000 μm . Essa técnica permitiu que os dados gerados em volume de distribuição e diâmetro esférico fossem representados em gráficos de frequência, com valores percentuais acumulados de argila, silte, areia fina, areia média e areia grossa. As amostras obtidas durante a abertura da trincheira no sítio MT1, também passaram pelos mesmos procedimentos.

Figura 60. Preparação das amostras deformadas. A: secagem; B: amostras separadas após peneiramento e C: granulômetro a laser de leitura das frações texturais.



5.2.1 Propriedades físicas e minerais

5.2.1.1 Identificação e classificação textural

5.2.1.1.1 Atributos granulométricos do perfil estratigráfico

Foram coletadas três amostras, obtidas arbitrariamente dentro de estratos sucessivos do substrato rochoso, com diferença granulométrica visualmente perceptível. A amostra na parte mais superior do afloramento, a 1,80 m da sua base e nomeada P3, registrou 64,08% de areia grossa; 28,05% de areia média; 6,22% de silte; 0,84% de argila e 0,82% de areia fina. Na amostra P2, na porção intermediária e 1,30 m da base do afloramento, foi significativa à

fração areia média com 52,99%, seguida do teor de areia grossa com 42,76% e areia fina com 4,25%. Nesta camada não houve registro das frações silte e argila. Na amostra P1, a 1,10 m da base, a composição areia fina dominou com 58,75%, seguida de 18,76% da fração silte; 18,56% de areia média, 2,61% de argila e 1,33% de areia grossa (Figura 61 e 62).

Figura 61. Variação granulométrica em seção vertical da unidade litoestratigráfica.

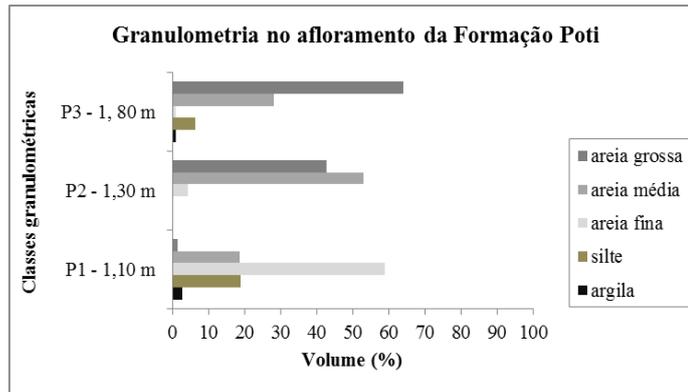
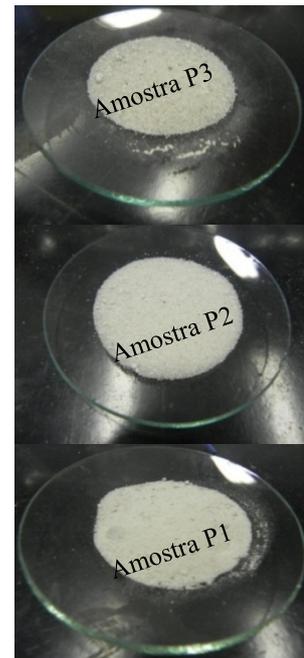


Figura 62. Amostras coletadas no perfil colunar.



Portanto, as análises indicaram um tipo de sequência deposicional alternando camadas mais finas e mais grossas, com aumento da granulometria da base para o topo do afloramento. Neste caso, como a gradação do tamanho do grão sucede no conjunto dos estratos, ocorre uma situação de granocrescência ascendente. Este é um tipo de processo mais complexo na formação da estratificação gradacional e tem ocorrência em regime fluvial de alta energia (SGARBI, 2012). Para este autor “no fundo do canal, a velocidade do fluxo é menor devido

seu atrito com o substrato, mas maior do que nas partes superiores do fluxo e assim, no choque dos fragmentos, os maiores são arremessados para a parte superior” (2012, p. 396).

Cabe ressaltar que, além da aquisição de amostras visando a análise granulométrica do perfil colunar descrito, na segunda etapa de campo, foram coletadas três amostras num afloramento às margens da rodovia TO-050. A localização desta coleta foi identificada no mapa geológico (rever Figura 20). Neste ponto, aflora a Formação Jaicós com exposição arenítica e níveis silticos (Figura 63). Embora não associada à área do sítio, foi importante para identificar a matéria-prima potencial e disponível aos grupos pretéritos. Resultados indicaram para a Amostra 1, representada por arenito fino, 36,87% de fração areia fina e a Amostra 2, um arenito mais grosso com 40,13% de areia média e 37,53% de areia grossa. Já a amostra 3 foi identificada como siltito com 35,65% de silte em sua composição (Figura 64).

Figura 63. Amostras coletadas no afloramento da Formação Jaicós.

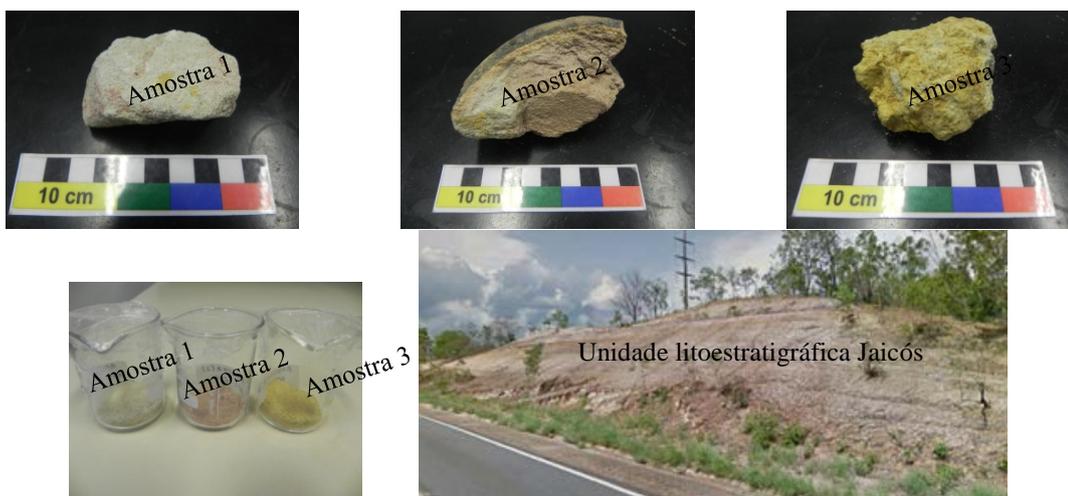
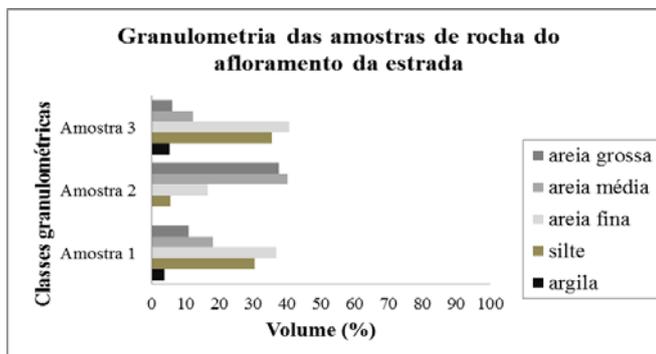


Figura 64. Variação granulométrica de amostras de rocha coletadas.



Em conclusão, a granulometria das amostras do perfil estratigráfico corroborou a composição essencialmente arenítica do substrato rochoso. Logo, indício consistente, de que a proveniência da areia onde está assentado o sítio MT1 deriva da alteração deste material.

5.2.1.1.2 A granulometria nas sondagens exploratórias

Foram coletadas 48 amostras na DN1 e 20 na DN2 e os resultados mostraram domínio de areia média e textura arenosa. Tomados verticalmente, os teores de areia tiveram valores gradativos, sem qualquer dissonância, o que preconiza processo pedogenético contínuo para o solo. As frações de material fino se mantiveram com valores quase constantes e porcentagens reduzidas, atingindo o máximo de 2,42% para argila na camada de 60-80 cm - (S3) da DN1 e 12,07% de silte de 100-120 cm - (S7), também na DN1. Lateralmente, comparando os perfis, observou-se em todas as sondagens a fração areia média maior na área coberta por Cerrado - “crista”: Perfil 1 (S1); Perfil 2 (S5); Perfil 3 (S6) e Perfil 4 (S2). Na DN1, 31 amostras tiveram classe textural areia, a maioria, posicionada na “crista” e a (S5) os teores mais elevados de areia média de todas as amostras - 0-10 cm e 10-20 cm com 70,38% cada. Já na DN2, 19 amostras foram reconhecidas como classe textural areia e a (S1), na camada de 40-60 cm, exibiu o maior volume de areia fina, com 68,79%, de todas as 68 amostras coletadas (Figura 65 e 66). Nos resultados, foi importante comparar os perfis, como adiante.

- Perfil 1 (S1, S2 e S3) - Observou-se que o maior teor de areia média foi registrado na camada de 20-40 cm (S1), com 68,95% e em 4 amostras do perfil, a fração areia fina ocupou a 2ª posição em volume: (S1): 20-40 cm e (S2): 10-20 cm; 20-40 cm e 80-100 cm, mas nas amostras da (S3), seus teores foram menos representativos (Figura 65).
- Perfil 2 (S4 e S5) - Chamou atenção as duas primeiras camadas da (S5), cada uma, com 70,38% de fração areia média e os 10 cm iniciais sem registro da fração argila, que pode ser decorrente de um processo de lixiviação e eluviação. Das 14 amostras do perfil, em 3 a areia fina também ocupou a 2ª posição (Figura 65).
- Perfil 3 (S6 e S7) - O teor de areia média foi maior na camada de 100-120 cm (S6) com 65,07% e na “crista” foi significativo o volume de areia grossa nos 10 cm iniciais, com 26,08% do total. A fração areia fina sobressaiu-se na “face de deslizamento” com 17,37% na camada de 0-10 cm (Figura 65).

Perfil 4 (S1, S2 e S3) - Nas amostras da DN2, o maior volume de areia média identificado na (S2) obteve 62,67% na camada de 80-100 cm e o teor mais alto de areia fina de todas as 68 amostras coletadas, 23,79%, foi observado na camada de 40-60 cm da “base”. Portanto, como este perfil está posicionado na área central do sítio, foi importante observar que as frações de argila e silte não pareceram ter maiores significados, nem mesmo nas camadas de 50-60 cm, nas quais, os trabalhos de sondagens arqueológicas identificaram linhas de matéria orgânica como de uma possível estabilização da duna (Figura 66).

Figura 65. Granulometria DN1: A - classe textural areia; Af - classe textural areia franca.

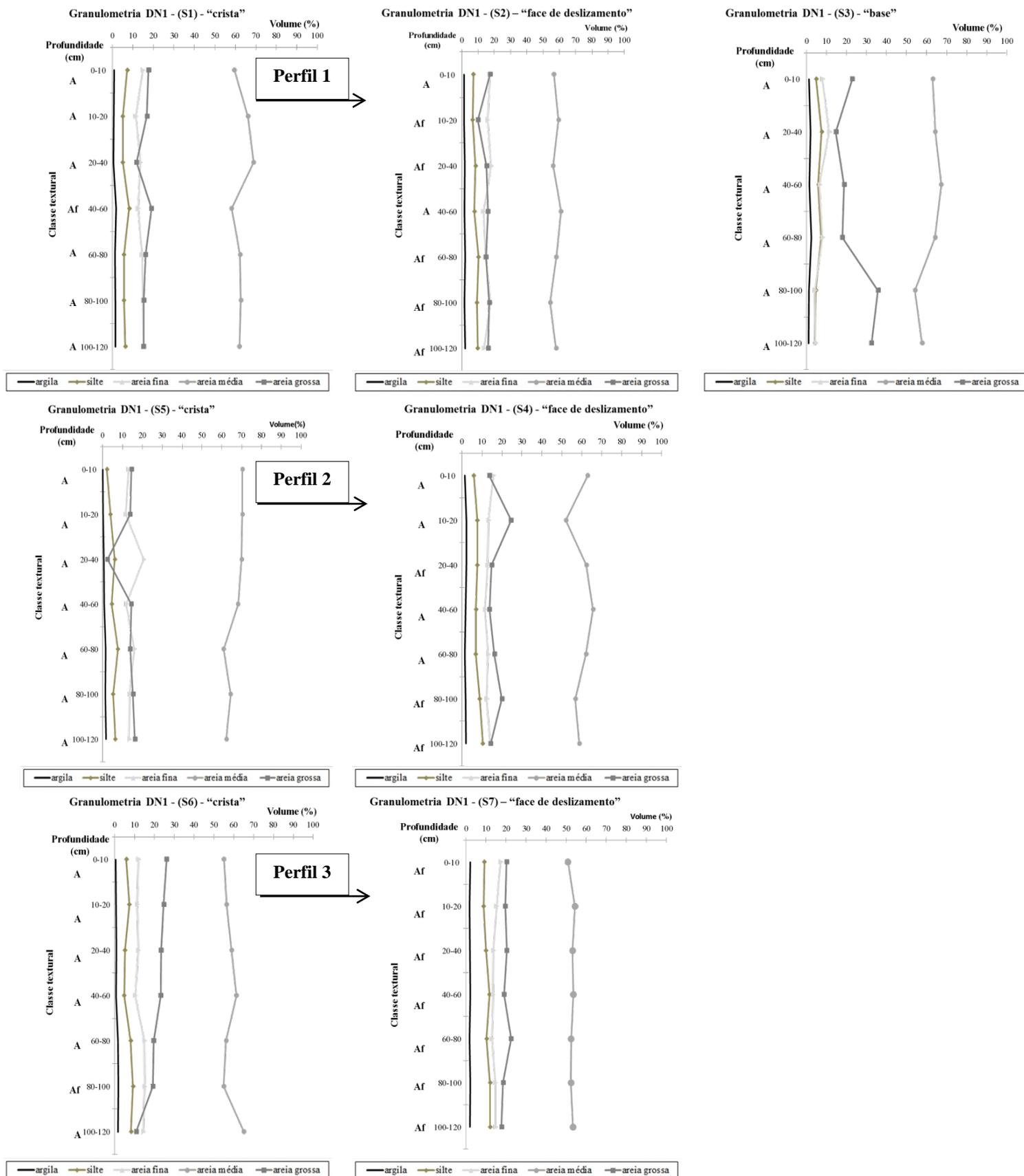
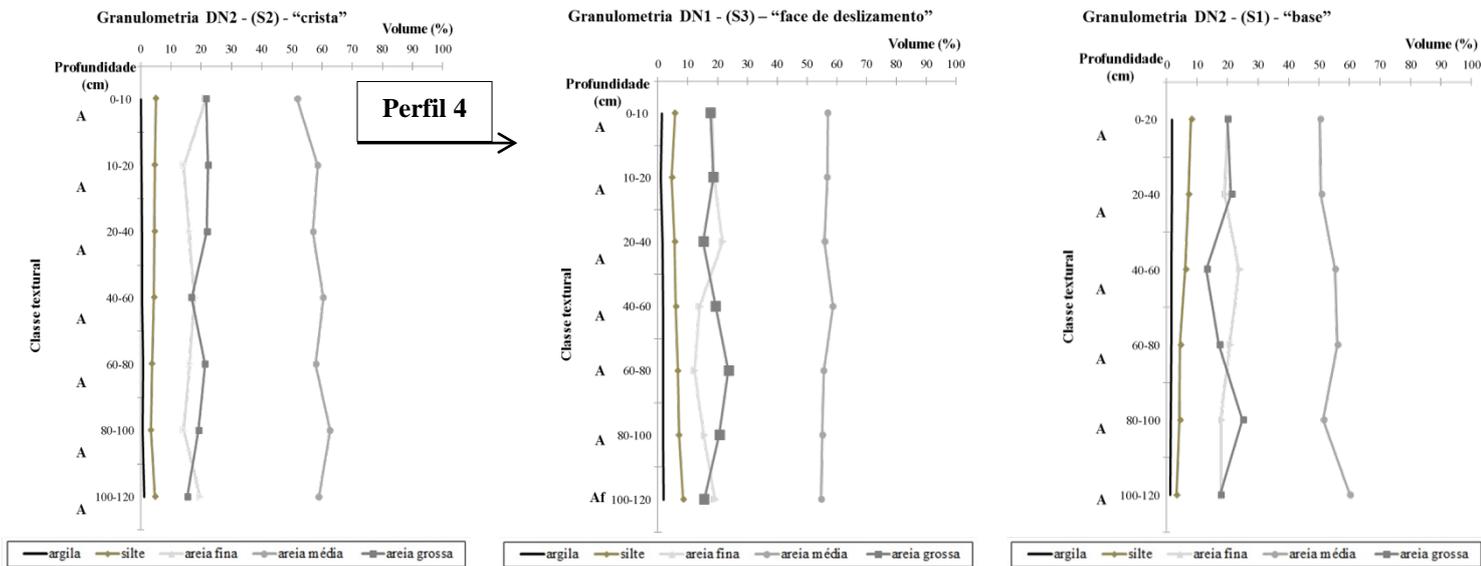


Figura 66. Granulometria DN2: A - classe textural areia; Af - classe textural areia franca.



Em síntese, as amostras certificaram o caráter essencialmente arenoso, correspondente a um Neossolo Quartzarênico e mostraram variação textural condizente com o substrato rochoso, ao exibir predomínio de areia média e fina. Mas, ao mesmo tempo, estes resultados corroboraram características típicas de depósitos dunares, já que, o pacote arenoso das paleodunas do médio rio São Francisco (PE) e os depósitos eólicos inativos do Pantanal (MS) também foram formados por areias médias a finas. Logo, nestas condições, como o teor de areia fina ocupou a segunda posição em volume, em 18 de 68 camadas coletadas, pode sugerir transporte eólico dos grãos. As frações de argila e silte não foram representativas. Ademais, como estas sondagens atingiram até 120 cm, foi importante registrar a pouca diferenciação na granulometria entre as camadas até esta profundidade, pois em associação com as intervenções arqueológicas, são níveis representativos exclusivamente do Holoceno Médio.

5.2.1.1.3 A classificação textural do perfil de solo estudado

Os dados analíticos do perfil de solo estudado, de modo similar às sondagens exploratórias, revelaram textura arenosa com predomínio da classe textural areia, já que as amostras apresentaram no mínimo 87,83% desta fração. Observou-se ainda a predominância de areia média, sempre acima de 54% do volume total de cada camada, e sendo mais expressiva entre 12-27 cm, com 63,77%, relativo ao horizonte AC do solo, e de 177-192 cm, com 63,45%, já no horizonte C2. Foi interessante observar a redução brusca da fração areia grossa entre 207-222 cm associada ao maior volume de areia fina do perfil, com 30,75%. Aliás, em todas as camadas, sem exceção, o teor de areia fina ocupou a segunda posição em

volume, sempre acima da fração areia grossa. Os constituintes finos (argila + silte), tomados em vertical, apresentou certo aumento em profundidade, apesar da pouca representatividade no perfil (Figura 67). A relação silte/argila, que tende a ser menor em Neossolo Quartzarênico indica um solo mais intemperizado. Pelo teor de argila de 50-60, não foi constatado indício de aumento de matéria orgânica como estabilizador de duna. Além disso, uma das lamelas exibiu 63,54% de fração areia média, 5,87% de silte e apenas 1,56% de argila (Figura 68).

Figura 67. Granulometria das amostras deformadas coletadas na trincheira do sítio MT1.

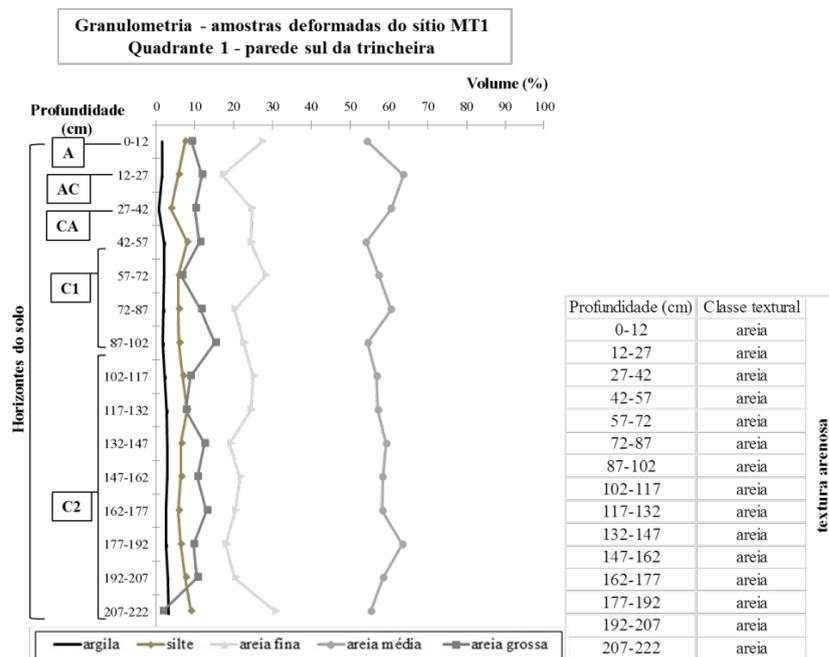
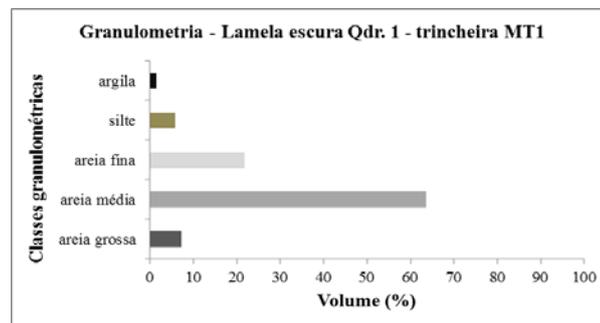


Figura 68. Granulometria de amostra relativa à lamela coletada na trincheira do sítio MT1.



Em suma, os resultados texturais confirmaram certa homogeneidade entre as amostras das sondagens e dos horizontes do perfil do solo observado, embora, este tenha profundidade maior, e já em referência ao Holoceno Inicial de ocupação. A maior concentração da fração areia média e fina, mais uma vez mostrou forte indicativo de um Neossolo Quartzarênico com domínio da classe textural areia, contudo sem desconsiderar o movimento eólico.

5.2.1.2 Tratamento estatístico de distribuição granulométrica dos sedimentos

Para relacionar as características dos sedimentos com o ambiente de deposição foram investigadas suas variações: medidas de tendência central e dispersão, assimetria e curtose.

5.2.1.2.1 Diâmetro médio e seleção

Nas amostras relativas às sondagens exploratórias, as planilhas de dados geradas pelo Sysgran, mostraram que de um total de 68 amostras coletadas, 65 tiveram médias com valores diferentes às medianas (Tabela 3). Esta situação tende a indicar amostras assimetricamente distribuídas, normalmente resultante da remoção ou adição de classes de tamanho.

Tabela 3. Medidas de tendência central - Prf. (profundidade - centímetro); Ø (média - phi); Md (mediana - phi).

DN1									DN2		
Perfil 1			Perfil 2			Perfil 3			Perfil 4		
Prf.	Ø	Md									
(S1) - crista			(S5) - crista			(S6) - crista			(S2) - crista		
0-10	1,649	1,545	0-10	1,504	1,504	0-10	1,419	1,428	0-10	1,621	1,547
10-20	1,515	1,502	10-20	1,513	1,513	10-20	1,465	1,45	10-20	1,473	1,473
20-40	1,619	1,555	20-40	1,81	1,679	20-40	1,427	1,452	20-40	1,512	1,492
40-60	1,637	1,531	40-60	1,551	1,521	40-60	1,374	1,438	40-60	1,624	1,548
60-80	1,636	1,542	60-80	1,737	1,593	60-80	1,65	1,543	60-80	1,51	1,495
80-100	1,657	1,554	80-100	1,62	1,538	80-100	1,701	1,561	80-100	1,495	1,493
100-120	1,676	1,560	100-120	1,648	1,542	100-120	1,761	1,603	100-120	1,697	1,587
(S2) - face deslizamento			(S4) - face deslizamento			(S7) - face deslizamento			(S3) - face deslizamento		
0-10	1,697	1,575	0-10	1,692	1,575	0-10	1,727	1,583	0-10	1,668	1,569
10-20	1,763	1,617	10-20	1,562	1,487	10-20	1,692	1,559	10-20	1,623	1,552
20-40	1,781	1,617	20-40	1,707	1,564	20-40	1,693	1,551	20-40	1,745	1,621
40-60	1,691	1,556	40-60	1,66	1,551	40-60	1,778	1,578	40-60	1,589	1,521
60-80	1,801	1,605	60-80	1,657	1,544	60-80	1,659	1,524	60-80	1,512	1,472
80-100	1,765	1,608	80-100	1,636	1,528	80-100	1,801	1,599	80-100	1,617	1,533
100-120	1,763	1,581	100-120	1,802	1,605	100-120	1,817	1,604	100-120	1,787	1,629
(S3) - base									(S1) - base		
0-10	1,365	1,429							0-20	1,703	1,598
sem amostra									sem amostra		
20-40	1,672	1,549							20-40	1,653	1,568
40-60	1,427	1,463							40-60	1,795	1,667
60-80	1,539	1,499							60-80	1,677	1,585
80-100	1,183	1,263							80-100	1,509	1,486
100-120	1,210	1,303							100-120	1,598	1,538

As médias das referidas sondagens, exibiram valores superiores às medianas em 58 amostras, revelando tendência de desvios positivos preponderantes aos negativos e uma cauda mais alongada para a direita (grãos mais finos), quer dizer, se dispersaram para o lado com os menores valores da distribuição (Tabela 3). Cada amostra teve teor de areia variando de 85% a 97%, com o restante de finos (silte + argila) e todas foram classificadas estatisticamente como areia média, pois os grãos se concentraram na classe de tamanho de 1 - 2 ϕ .

E em relação as 15 amostras coletadas na trincheira do sítio MT1, o teor de areia variou de 87% a 95% e foram classificadas estatisticamente como areia média, exceto de 207-222 cm, identificada como areia fina. Afinal, consoante a granulometria, esta camada obteve os maiores volumes de areia fina do perfil de solo analisado (30,75%). No mais, as amostras da trincheira mostraram similaridade às sondagens exploratórias, com valores das medianas inferiores às médias, o que também sugere tendência de distribuição assimétrica (Tabela 4).

Tabela 4. Medidas de tendência central nas amostras da trincheira sítio MT1.

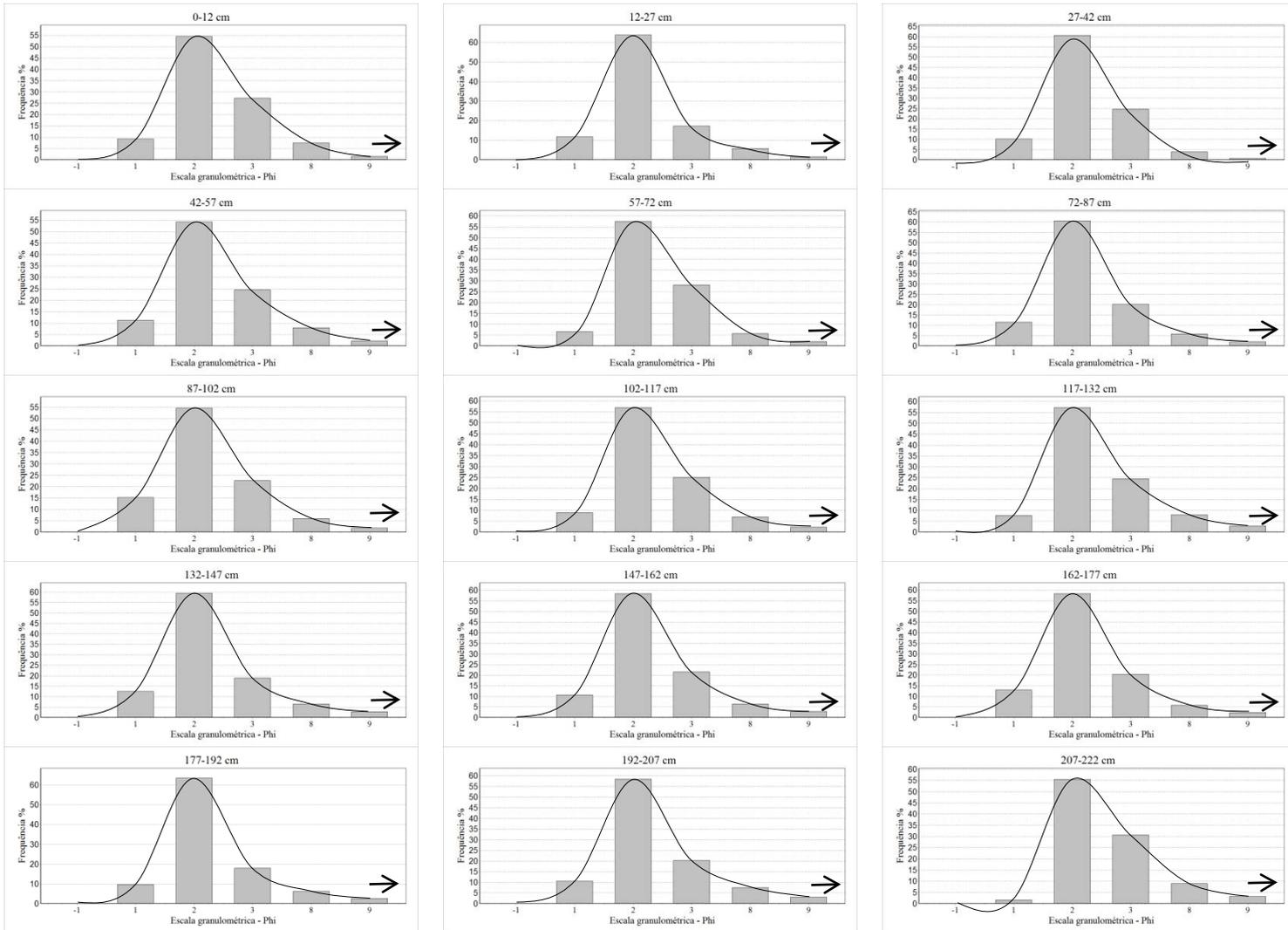
Observação: Prf. (profundidade - centímetro); ϕ (média - phi); Md (mediana - phi).

Amostras da trincheira		
Prf.	ϕ	Md
0-12	1,873	1,749
12-27	1,719	1,599
27-42	1,764	1,658
42-57	1,855	1,716
57-72	1,876	1,756
72-87	1,766	1,635
87-102	1,762	1,639
102-117	1,86	1,724
117-132	1,891	1,741
132-147	1,778	1,632
147-162	1,817	1,673
162-177	1,768	1,634
177-192	1,782	1,637
192-207	1,834	1,674
207-222	2,002	1,872

Assim, nas amostras da trincheira, após elaborar os histogramas de distribuição granulométrica, foram criadas curvas de frequências, pela ligação dos pontos médios das classes do conjunto. Verificou-se uma situação de assimetria, que indicou um lado da curva

com tendência mais para horizontal (indicado pela seta). As amostras esboçaram distribuição assimétrica à direita - positiva, onde a moda, elemento de maior frequência no ponto mais alto da curva, apresentou domínio da classe 2 Φ (phi), isto é, de fração areia média (Figura 69).

Figura 69. Distribuição granulométrica trincheira - lado que tende para horizontal (setas).



Geologicamente o diâmetro médio é afetado pela fonte de suprimento do material, processo de deposição e velocidade da corrente (SUGUIO, 1973). Dessa maneira, Coimbra et al. (1991), entenderam que o diâmetro médio está associado ao nível de energia atuante nos diferentes ambientes sedimentares e a granulação média dos sedimentos às características da área fonte. Então, como o diâmetro médio das amostras analisadas obteve mais frações grossas em relação aos finos (silte + argila) e indicou uma queda da curva para o lado com menores valores de distribuição, sugere tendência à presença de ambiente com alta energia.

No entanto, desde que o valor médio representa somente o ponto central da classe granulométrica mais frequente, também foi importante interpretar o espalhamento dos dados

em torno da tendência central. E consoante a Suguio (1973, p. 78) “alguns agentes geológicos são mais efetivos como agentes selecionadores e isto pode se manifestar nos sedimentos pelo maior ou pelo menor selecionamento das partículas em função das granulações”.

O exame nas amostras estudadas revelou que o valor do grau de seleção na DN1 teve variação de 0,6 a 1,6 σ ; na DN2 de 0,7 a 1,4 σ e no perfil de solo da trincheira, de 0,8 a 1,4 σ (Figura 70 e 71). Em termos percentuais, das 48 amostras da DN1, 83% foram classificadas como pobremente selecionadas e 17% moderadamente selecionadas; das 20 amostras da DN2, os valores foram respectivamente 70% e 30% e das 15 amostras da trincheira, 93% e 7%. Essa heterogeneidade, que foi verificada nos resultados estatísticos sugere possível existência de mais de um mecanismo de transporte ou um ambiente propício à mistura de fontes.

Nas sondagens exploratórias, as camadas que concentraram amostras moderadamente selecionadas estavam, sobretudo, posicionadas na “crista” e com menor teor de silte e argila: Perfil 1 (S1); Perfil 2 (S5); Perfil 3 (S6) e Perfil 4 (S2) (Figura 69). Quanto ao perfil de solo, a única camada moderadamente selecionada também foi a que obteve o menor volume de silte e de argila: 27-42 cm (Figura 71). Observou-se então, que nestas camadas, houve inibição a deposição de material fino, e no geral o teor ficou abaixo de 2% para argila e 6% para o silte.

Desta forma, os dados evidenciaram possibilidade da taxa de transporte ter variado exponencialmente com a granulometria. Portanto, os resultados mostraram que a seleção depende da granulometria, sendo mais efetiva nas areias e materiais mais grosseiros e pior nos finos. Afinal, “a areia apresentará maior probabilidade de ser transportada e sofrerá maior ação selecionadora, enquanto a curva mostrará pior seleção para o lado das partículas siltico-argilosas” (SUGUIO, 2003, p. 60). Mas, cabe ressaltar, que areias grossas são mais mal selecionadas que as finas, ou seja, o desvio padrão também reflete o tamanho dos sedimentos.

Para Sahu (1964, *apud* Barros et al., 2008), o nível de seleção revela flutuações do nível energético e do agente responsável pela deposição, indicando aumento ou decréscimo com transporte. Os sedimentos bem selecionados tendem a ser mais distantes da área-fonte pela ação prolongada da água ou vento e ocorre em parte, pelo decréscimo da granulometria (JESUS et al., 2013). Em caso de menor seleção, Folk (1974) sugeriu um retrabalhamento não eficaz no ambiente deposicional e a mistura dos grãos. Portanto, sedimentos mal selecionados, como os das amostras analisadas, remetem a pouco transporte e proximidade com a área fonte. Para sedimentos moderadamente selecionados, Masselink & Hughes (2003, *apud* Macedo et al., 2012) indicaram retrabalhamento frequente - deposição e sedimentação.

Figura 70. Seleção das amostras DN1 e DN2 - A: Perfil 1; B: Perfil 2; C: Perfil 3; D: Perfil 4
(Ms) - amostras moderadamente selecionadas.

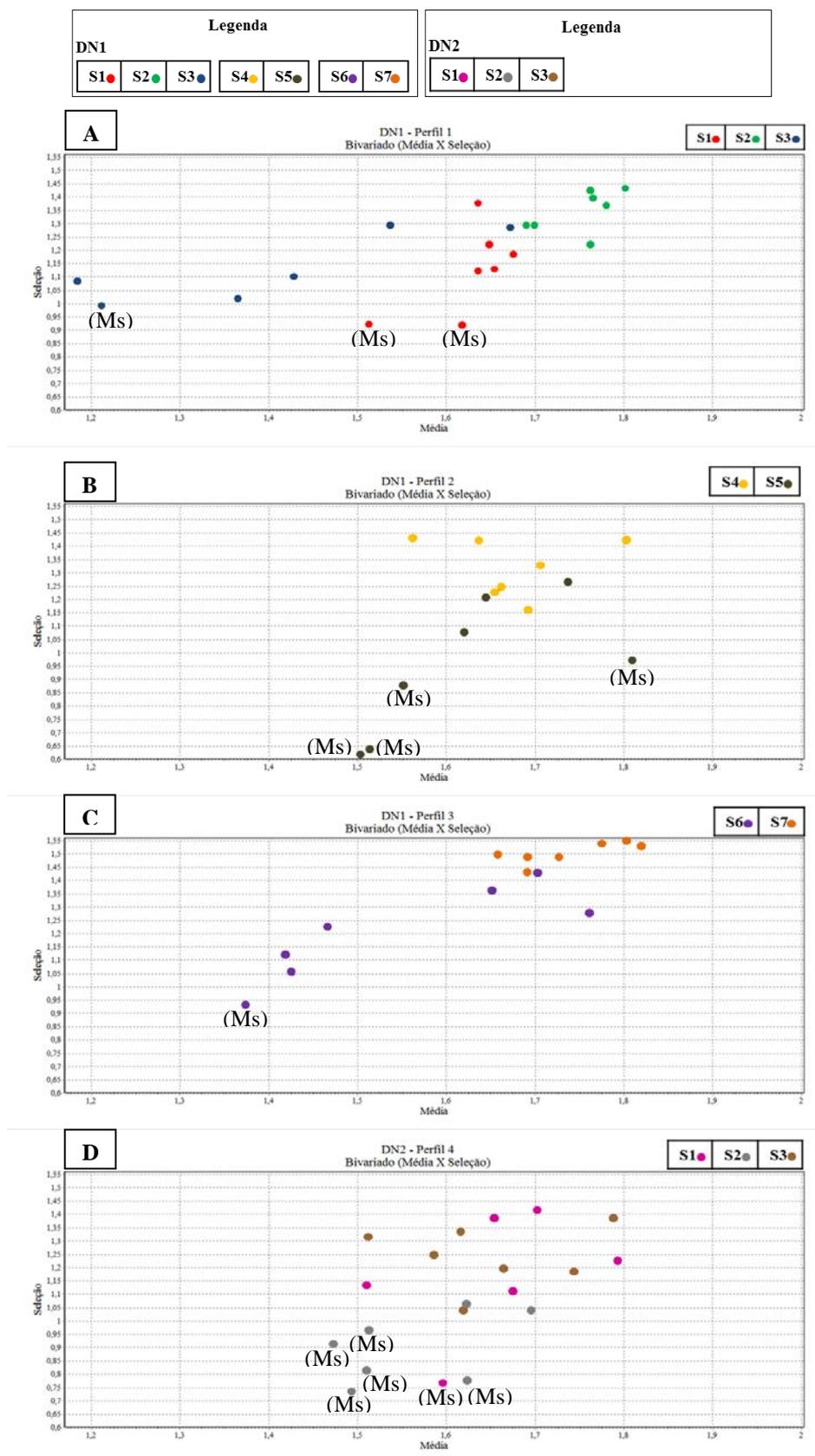
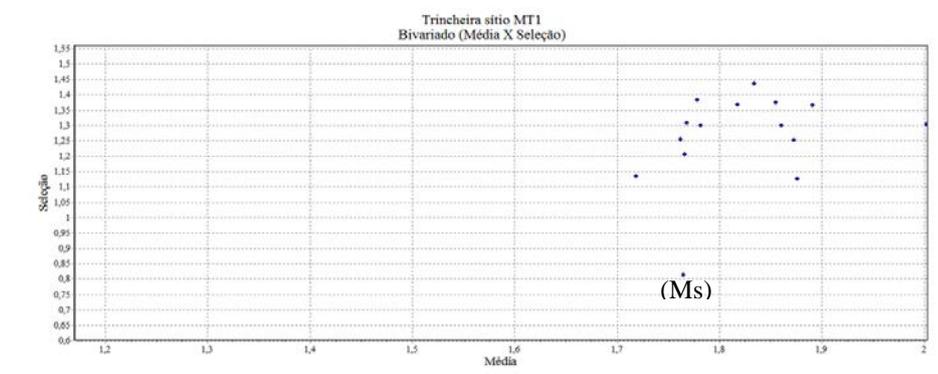


Figura 71. Seleção das amostras na trincheira - (Ms) - amostras moderadamente selecionadas.



Em conclusão, o diâmetro médio revelou mais frações grossas que finas, característica bastante similar aos sedimentos do perfil estratigráfico da Formação Poti, sugerindo ambiente de alta energia. As amostras, pobremente e moderadamente selecionadas remetem a mais de um tipo de transporte: o mau selecionamento, com domínio da areia média sugere mistura dos grãos e proximidade da área-fonte e a seleção moderada, retrabalhamento frequente.

5.2.1.2.2 Assimetria e Curtose

Assimetria é um parâmetro para identificar áreas de deposição, relacionado ao regime energético. “Assimetria positiva tende a concentrar grãos mais grossos” (CORRÊA e SILVA, 2005, p. 23). Masselink & Hughes (2003, *apud* Macedo et al., 2012) entenderam o aumento dos valores de assimetria condicionados a mistura do sedimento de diferentes fontes. Para Lira (1997, *apud* Gregório et al., 2004, p. 9) “sinal positivo resulta do acúmulo de sedimento fino em zona como laguna e duna e o negativo, a remoção e deposição seletiva do sedimento.

Na DN1, a assimetria variou de 0,02 a 0,48 Ski e revelou para um total de 48 amostras, 75% muito positiva, 21% positiva e 4% aproximadamente simétrica (aps.), distribuídas como segue: Perfil 1: 75% muito positiva e 25% positiva; Perfil 2: 79% muito positiva, 7% positiva e 14% aps.; Perfil 3: 71% muito positiva e 29% positiva. A S2, S4 e S7 tiveram apenas assimetria muito positiva. Na DN2, 20 amostras de 0,04 a 0,42 Ski e 55% muito positiva, 30% positiva e 15% aps.(Figura 72). As 15 amostras do perfil de solo de 0,05 a 0,48 Ski, com 80% muito positiva, 13% positiva e 7% aps. (Figura 73).

A assimetria positiva, um padrão dominante, remete a concentração de sedimento arenoso. Porém, na S5, duas amostras aproximadamente simétricas (Aps) obtiveram mesmo valor para diâmetro médio e mediana, isto é, material fino e grosso com valor próximo e provável hidrodinâmica alta (Figura 72B). Na DN2, camadas da S1 e S2, com média e mediana de valores similares, tiveram amostras aproximadamente simétricas (Figura 72D).

Figura 72. Assimetria da DN1 e DN2 - A: Perfil 1; B: Perfil 2; C: Perfil 3; D: Perfil 4

(Aps) - amostra aproximadamente simétrica.

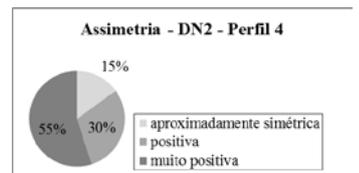
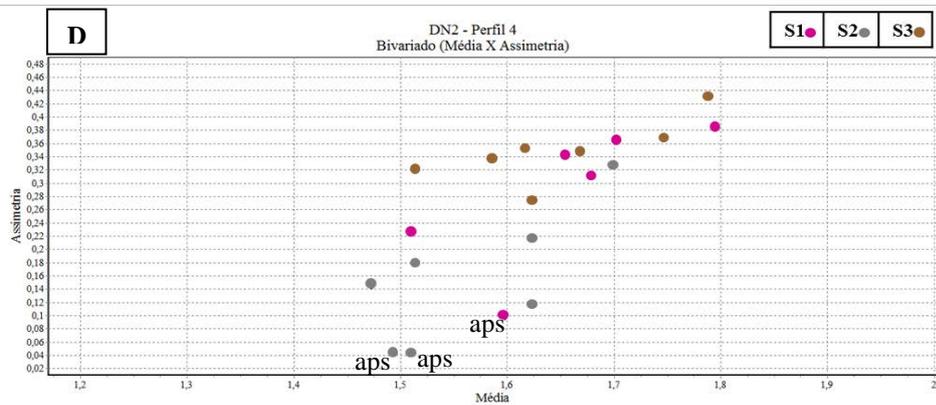
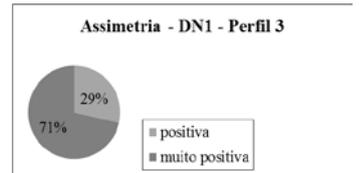
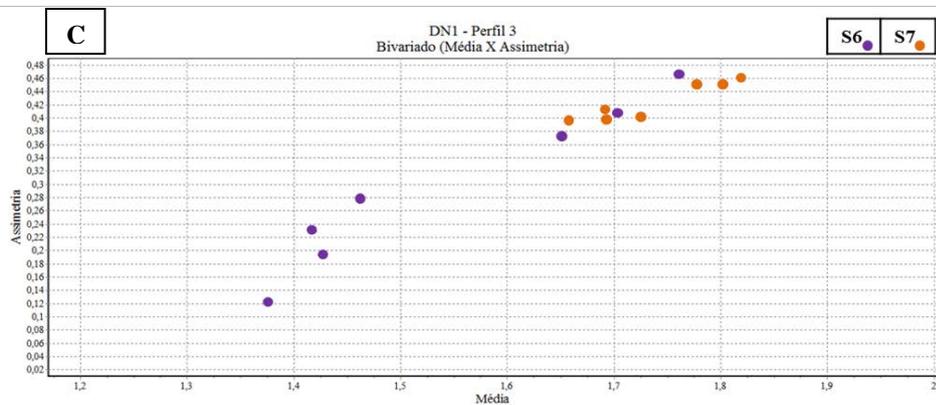
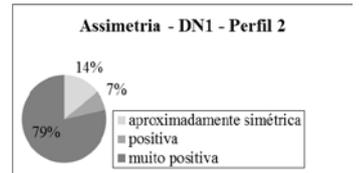
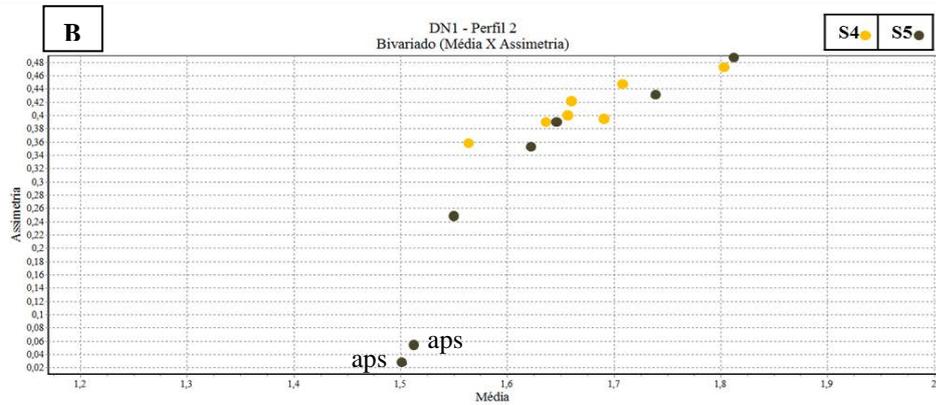
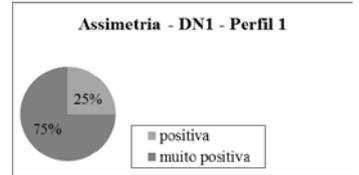
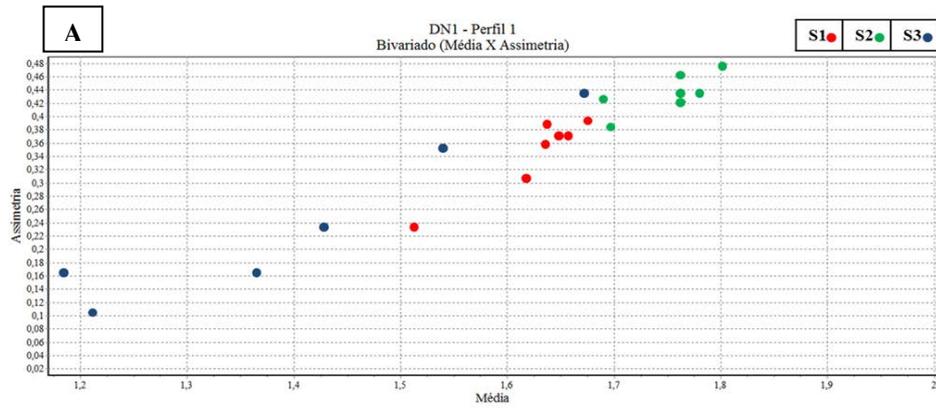
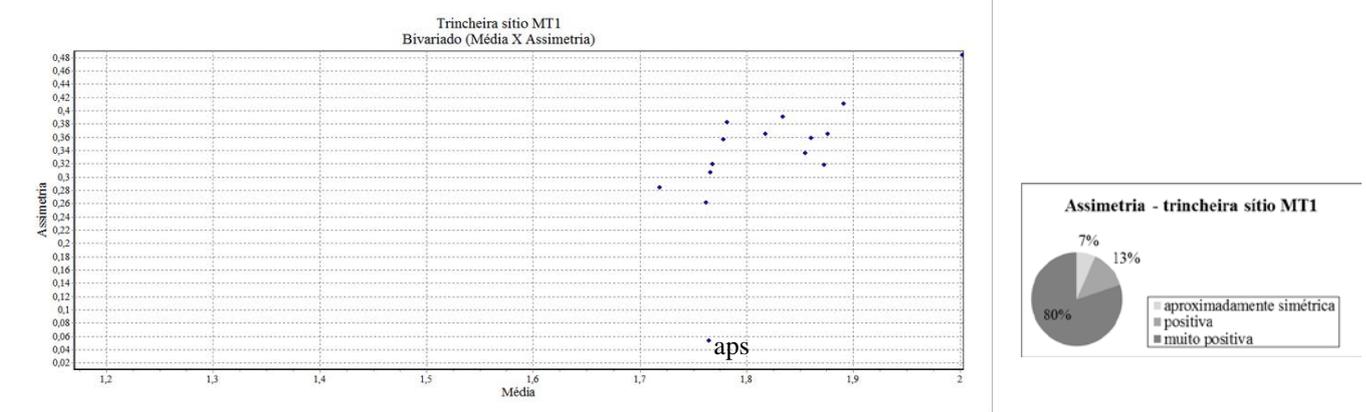
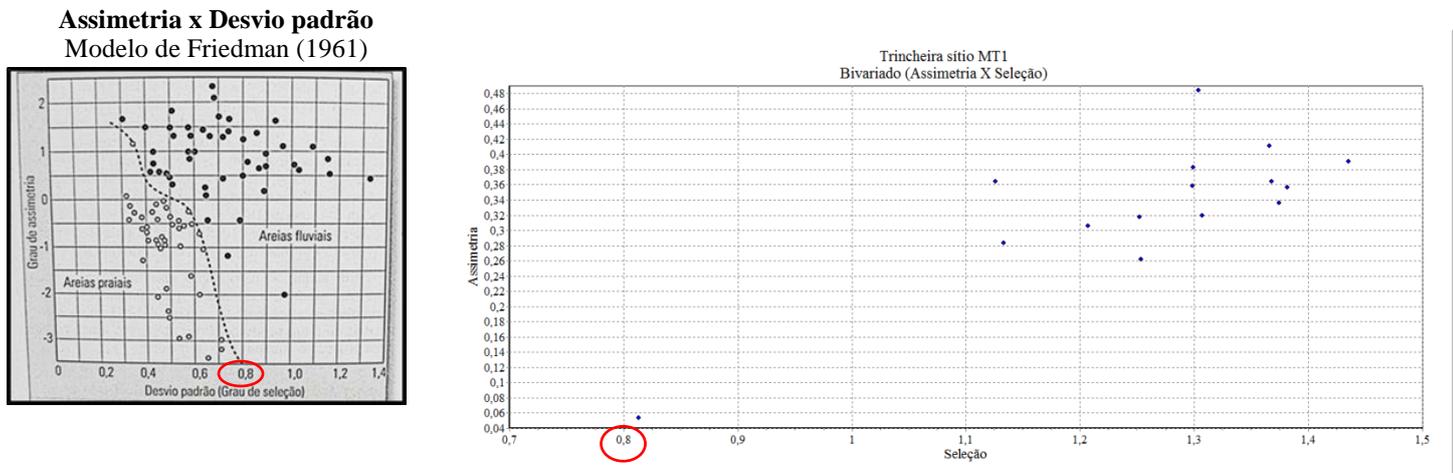


Figura 73. Assimetria das amostras da trincheira do sítio MT1 - (Aps) - amostra aproximadamente simétrica.



Em geral, valores de assimetria muito positiva ocorrem em áreas com possibilidade de maior energia de transporte. Vários trabalhos mostraram tendência de assimetria positiva para areias de dunas e rios e assimetria negativa para areias de praia (SUGUIO, 2003). Este mesmo autor destacou o trabalho de Friedman em 1961, que estabeleceu relação entre assimetria e desvio padrão. Suguio e Coimbra (1974) indicaram que o autor em questão situou uma linha em um diagrama, separando zonas com areias de praia de um lado, em geral, de assimetria negativa e valores de desvio padrão não excedendo 0,80, e areias de rios de outro, com desvio padrão acima de 0,80 e assimetria positiva. Com os resultados desta pesquisa em associação a este modelo, e tomando como exemplo os sedimentos da trincheira, verificou-se que todas as amostras apresentaram desvio acima de 0,80 e assimetria positiva (Figura 74).

Figura 74. Distinção entre areia pelo grau de assimetria e seleção na trincheira.



Fonte: SUGUIO, 2003.

Martins (2003) distinguiu três mecanismos deposicionais: areia de rio - granulometria média a grossa, pobremente a moderadamente selecionada e assimetria positiva; areia de praia - grãos muito finos a médios, moderadamente a bem selecionada e assimetria negativa e areia de duna - grãos finos, bem a muito bem selecionados e assimetria positiva. Logo, não se tratariam de duna.

Quanto à curtose, que segundo Suguio (1973) é a medida que indica a razão de espalhamento médio das caudas e na parte central da distribuição no desvio padrão, as amostras mostraram tendência da curva de distribuição mais alta que a normal com topo relativamente alto. Essa distribuição com curvas mais alongadas indicou unimodalidade, isto é, predomínio de uma população sobre as demais.

A DN1 apresentou curtose com variação de 1,4 a 3,3 Kg, como segue: Perfil 1: 85% muito leptocúrtica e 15% extremamente leptocúrtica; Perfil 2: 72% muito leptocúrtica, 14% extremamente leptocúrtica e 14% leptocúrtica e Perfil 3: 93% muito leptocúrtica e 7% extremamente leptocúrtica (Figura 74). Na DN2 a variação foi de 1,3 a 2,6 Kg, com 80% de amostras muito leptocúrtica e 20% leptocúrtica e as amostras da trincheira indicaram 93% muito leptocúrtica e 7% leptocúrtica (Figura 75 e 76).

O não espalhamento de sedimentos nas curvas leptocúrticas indica ambientes de maior movimento, quer dizer, ação de agente geológico de alta energia (MARTINS, 2003). Segundo Ponçano (1986, *apud* Queiroz e Rocha, 2010), distribuições leptocúrticas sugerem remoção de uma fração dos sedimentos por correntes de fundo ou outros forçantes deposicionais. Acerca desta questão Folk e Ward (1957) destacaram que valores de curtose muito altos representam o material que teve sua granulometria selecionada em um local de alta energia, transportado de uma determinada área-fonte e depois depositado, misturando-se a sedimentos existentes e em equilíbrio, mas sem perder características originais e resultando em sedimentos selecionados. Situação não totalmente confirmada para a área estudada, pois embora os resultados mostrem valores de curtose elevados, a seleção variou de pobremente selecionada a moderadamente selecionada, o que pode significar transporte mais lento.

De outro modo, a distribuição platicúrtica indica ambiente de baixa movimentação e mistura de populações e as curvas mesocúrticas ambientes de mais ou menos movimentação. Todavia, não foram representadas nas análises. Cabe destacar que os sedimentos de praia, em geral, possuem curvas leptocúrticas e sedimentos eólicos (e.g. dunas) mesocúrticas. Porém, algumas areias de dunas podem mostrar valores altos de curtose e uma assimetria positiva, em virtude do pequeno volume de silte fino incluído no sedimento (SUGUIO, 1973).

Figura 75. Curtose da DN1 e DN2 - A: Perfil 1; B: Perfil 2; C: Perfil 3; D: Perfil 4.

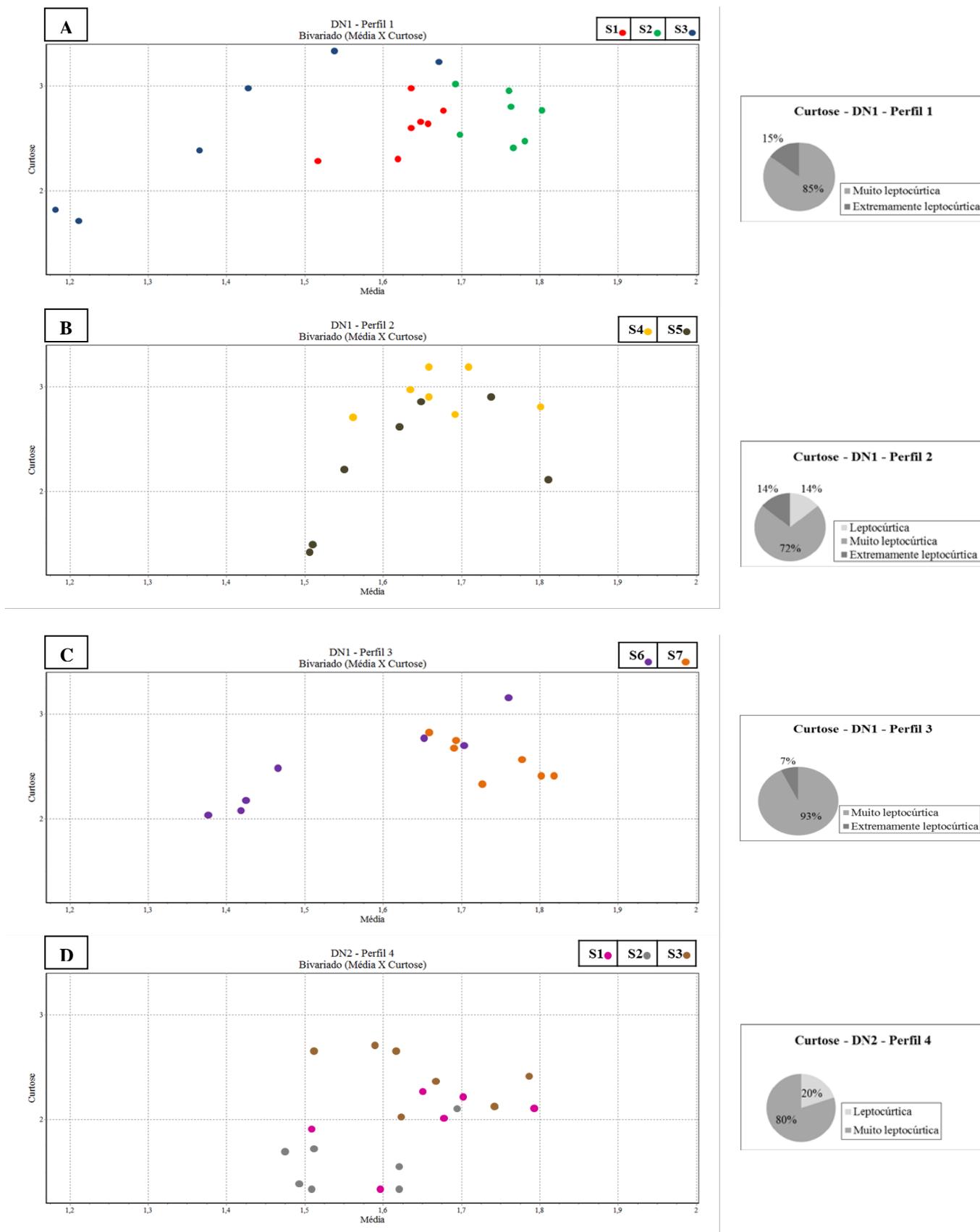
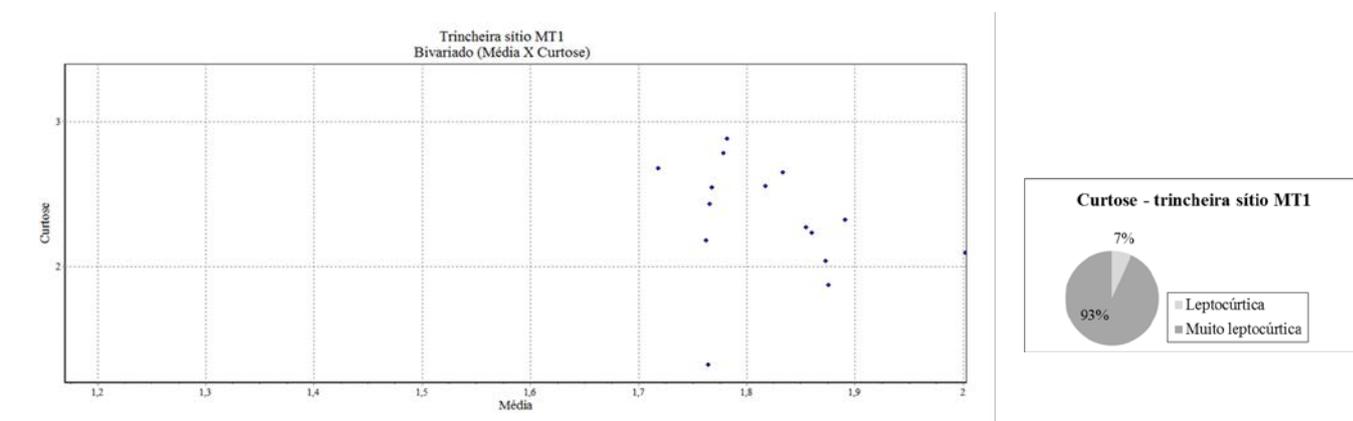


Figura 76. Curtose da trincheira no sítio MT1.



Em síntese, a abordagem estatística foi uma boa ferramenta de observação das relações entre os diferentes parâmetros no conjunto das amostras. No geral, ficou evidenciado um padrão homogêneo no tamanho médio dos sedimentos, representados de forma dominante pela classe areia média - 2Φ , com pouca contribuição siltica e argilosa, que normalmente está ligado a um melhor grau de seleção, pela ocorrência das frações grosseiras. Contudo, a fração areia média apresenta pior seleção comparativamente à areia fina, e, além disso, foi identificada dispersão nos valores granulométricos devido à presença de areia grossa e fina, portanto, com aporte de granulometrias diferentes, sobressaindo-se o mau selecionamento.

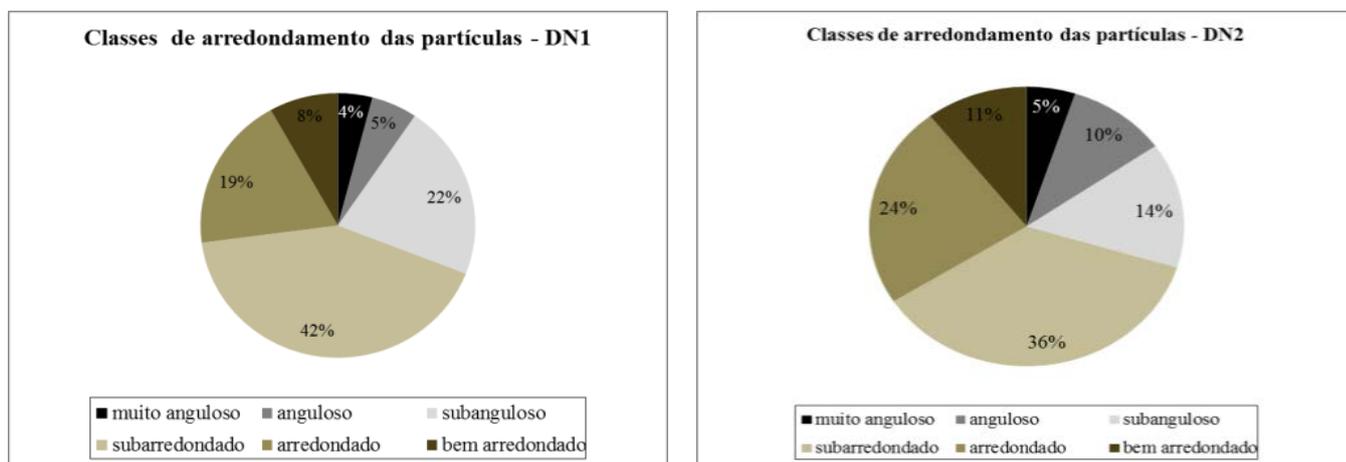
Situação, que para Suguio (2003), implicaria em sedimentos depositados rapidamente ou por fluxos viscosos, em oposição aos melhores selecionados, retrabalhados pelo vento ou água. Cabe lembrar que “a seleção pode ser ocasionada na deposição (local), no transporte (progressiva) ou simultaneamente pelos dois mecanismos” (MARCONDES, 2009, p. 56). Assim, o desvio padrão teve maior incidência de amostras pobremente selecionadas, que no geral, expressa pouco transporte, porém, associadas às amostras moderadamente selecionadas, pareceu existir uma relação de mistura de grãos e mais de um agente de transporte.

Enfim, a assimetria apresentou-se de uma forma bastante clara, com a maioria das amostras assimetricamente positivas. Quanto à distribuição da curtose, as amostras leptocúrticas foram sugestivas de ambiente com transporte, embora o grau de seleção não tenha sido um bom indicador, pois como tratado anteriormente, as amostras foram classificadas como pobremente selecionadas, e isto, provavelmente pela proximidade as áreas-fontes. Assim, não corroboraram a ideia de paleoduna.

5.2.1.3 Morfometria, exoscopia e mineralogia dos sedimentos

Os parâmetros morfométricos, das amostras coletadas nas sondagens incluíram o exame aleatório de 20 grãos espalhados na Placa de Petri constituintes de cada amostra. Foram analisadas 1360 partículas: 960 DN1 e 400 DN2. A DN1 teve 4% de grãos muito angulosos; 5% angulosos; 22% subangulosos; 42% subarredondados; 19% arredondados e 8% bem arredondados e na DN2 os valores foram 5% muito angulosos; 10% angulosos; 14% subangulosos; 36% subarredondados; 24% arredondados e 11% bem arredondados (Figura 77). Na somatória, 40% de amostras subarredondadas; 20% arredondadas; 20% subangulosas; 9% bem arredondadas; 7% angulosas e 4% muito angulosas. Os dados evidenciaram uma similaridade percentual das classes de arredondamento da areia entre DN1 e DN2.

Figura 77. Classes de arredondamento das amostras da DN1 e DN2.

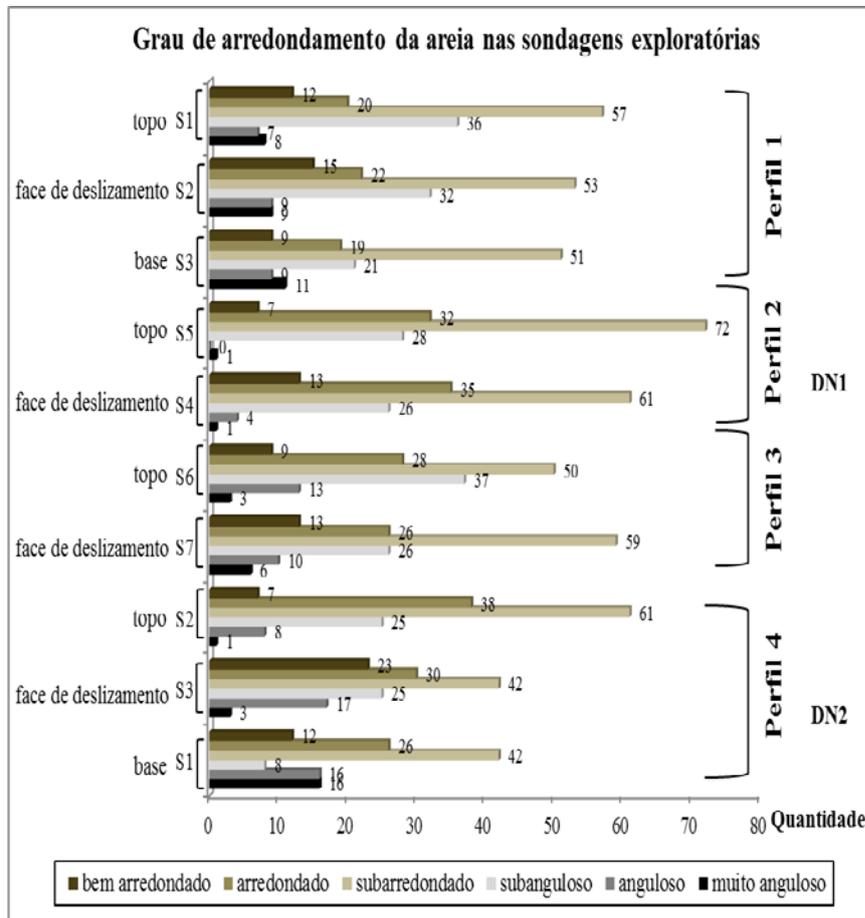


Na DN1, a S5 apresentou o maior número de grãos subarredondados com 72 unidades e a S6 teve mais grãos subangulosos com 37. Já na DN2, a S1 exibiu um número maior de frações muito angulosas com 16 fragmentos e na S3 (face de deslizamento) sobressaíram partículas angulosas com 17 unidades e grãos bem arredondados com 23 (Figura 78). Logo, os resultados não indicaram padronização na distribuição das classes de arredondamento, ou seja, uma área específica onde predominaram grãos mais arredondados.

Assim, verificou-se que as duas áreas apresentaram volumes percentuais quase sem representatividade para as partículas muito angulosas e angulosas, isto é, aqueles grãos com reentrâncias fortemente definidas. Contudo, é importante salientar que esta classe de arredondamento sugere baixo retrabalhamento dos sedimentos transportados. Ao mesmo tempo, pode ser consequência de abrasão mais intensa capaz de fraturar os grãos de quartzo. Por outro lado, as partículas subangulosas, as quais já sinalizam um incipiente desgaste dos

cantos, mas com alguns efeitos de retrabalhamento, foram bem mais expressivas, inclusive, ocupando o segundo volume percentual nas amostras da DN1, como mostrou a Figura 77.

Figura 78. Grau de arredondamento da areia entre as sondagens exploratórias.

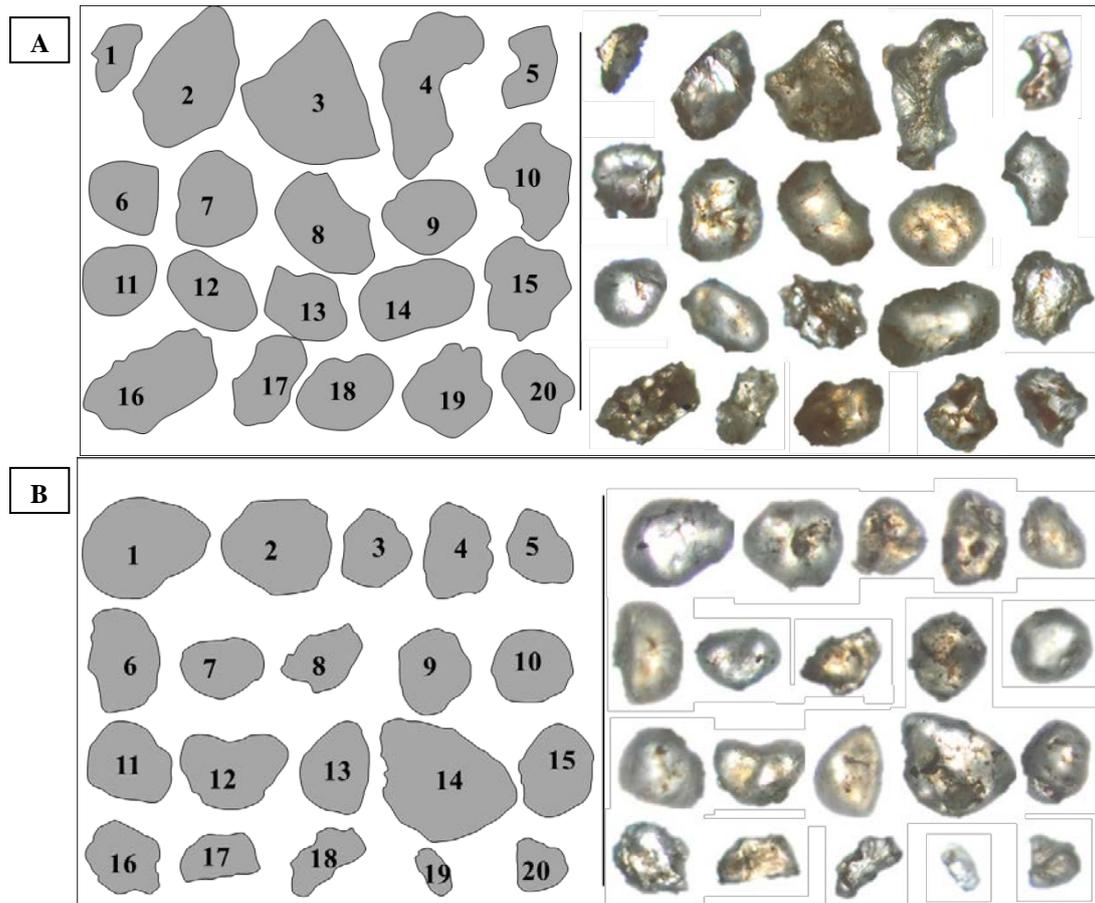


Além disso, a classe subarredondada apresentou-se de modo predominante em todas as sondagens, o que atesta retrabalhamento dos grãos. Na DN1, destacou-se a S5 e S4 e na DN2 a S2 (Figura 78). Essa superioridade de grãos subarredondados pode estar relacionada à natureza da área-fonte ou indício de transporte mais eficiente. Porém, uma vez que o conjunto amostral apresentou variabilidade nos resultados com ocorrência de grãos subangulares, também refletiu irregularidade morfoscóptica das amostras (Figura 79), a qual indica mistura de populações, conferindo aos depósitos transporte curto e rápido e retrabalhamento pequeno por processos intempéricos. Além do que, a análise comparativa dos perfis entre as áreas da “crista” (DN1 - S1, S5 e S6 e DN2 - S2), da “face de deslizamento” (DN1 - S1, S4 e S6 e DN2 - S3) e da “base” (DN1 - S3 e DN2 - S1) não exibiu qualquer similaridade que pudesse exprimir um padrão específico de distribuição das classes de arredondamento (Tabela 5).

Tabela 5. Quantidade de amostras por classe de arredondamento em profundidade e entre os perfis.

	Camada	M. anguloso			Anguloso			Subanguloso			Subarredondado			Arredondado			B. arredondado		
		S1	S2	S3	S1	S2	S3	S1	S2	S3	S1	S2	S3	S1	S2	S3	S1	S2	S3
Perfil 1	0-10	(-)	1	(-)	1	2	2	6	2	(-)	7	9	13	2	5	3	4	1	2
	10-20	1	2	(-)	1	1	(-)	4	5	(-)	9	2	(-)	3	5	(-)	2	5	(-)
	20-40	3	2	5	1	(-)	3	6	5	1	6	8	9	2	3	2	2	2	(-)
	40-60	2	(-)	1	(-)	(-)	1	4	4	3	7	9	9	5	5	4	2	2	2
	60-80	2	1	1	1	3	2	4	5	2	8	6	10	4	2	2	1	3	3
	80-100	(-)	2	1	3	3	(-)	6	5	7	9	9	6	1	(-)	5	1	1	1
	100-120	(-)	1	3	(-)	(-)	1	6	6	8	11	10	4	3	2	3	(-)	1	1
Perfil 2		S4	S5		S4	S5		S4	S5		S4	S5		S4	S5		S4	S5	
	0-10	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	4	4	9	6	6	7	1	3					
	10-20	(-)	(-)	1	(-)	2	3	12	9	4	7	1	1						
	20-40	(-)	1	1	(-)	7	6	6	9	6	3	(-)	1						
	40-60	1	(-)	(-)	(-)	4	3	8	12	5	4	2	1						
	60-80	(-)	(-)	1	(-)	3	3	8	13	5	4	3	(-)						
	80-100	(-)	(-)	(-)	(-)	5	7	6	10	4	3	5	(-)						
100-120	(-)	(-)	1	(-)	1	2	12	13	5	4	1	1							
Perfil 3		S6	S7		S6	S7		S6	S7		S6	S7		S6	S7		S6	S7	
	0-10	(-)	1	1	1	6	3	8	10	4	3	1	2						
	10-20	(-)	1	(-)	(-)	3	3	10	11	4	3	3	2						
	20-40	(-)	1	4	1	5	1	6	13	5	4	5	(-)						
	40-60	(-)	(-)	3	1	7	5	7	8	3	4	(-)	2						
	60-80	(-)	1	2	2	5	6	9	7	4	2	2							
	80-100	2	2	1	3	3	2	7	6	4	6	3	1						
100-120	1	(-)	2	2	8	6	3	4	4	4	2	4							
Perfil 4		S1	S2	S3	S1	S2	S3	S1	S2	S3	S1	S2	S3	S1	S2	S3	S1	S2	S3
	0-10	2	(-)	(-)	6	3	2	1	3	4	4	10	2	4	4	10	3	(-)	2
	10-20	4	1	(-)	1	2	2	1	3	3	4	11	9	4	3	4	3	(-)	2
	20-40	4	(-)	(-)	1	(-)	1	1	4	4	5	9	6	10	6	4	(-)	(-)	5
	40-60	2	(-)	3	1	(-)	2	2	4	4	10	8	6	4	6	3	1	2	2
	60-80	2	(-)	(-)	3	1	3	2	3	2	7	7	7	3	6	3	3	3	5
	80-100	3	(-)	(-)	3	(-)	4	2	4	6	9	11	5	1	5	4	2	(-)	1
100-120	3	(-)	(-)	3	1	3	(-)	4	2	7	5	7	4	8	2	3	2	6	

Figura 79. Exemplo da variabilidade morfoscópica das amostras: A - DN2/S1 - 0-20 cm; B - DN1/S1 - 60-80cm



Concomitante à avaliação dos graus de arredondamento, a qual expressa a curvatura das arestas, foi realizado exame visual de esfericidade em associação a tabela de classificação de Rittenhouse (1943), que relaciona as proporções de largura e comprimento, quer dizer, é mais sensível ao alongamento das partículas de areia. O significado geológico da esfericidade é pouco preciso, mas relacionado à área-fonte, vez que a forma da partícula deve estar relacionada à forma original (MAHIQUES, 1987).

Em todas as sondagens predominaram amostras de alta esfericidade, com variação de 0,81 a 0,97. Esta situação mostrou-se condizente ao grau de arredondamento, já que, grãos subangulosos e subarredondados como das amostras, tendem a exibir esfericidade média a boa. É importante acrescentar que valores altos de esfericidade corroboram homogeneidade nas características dos sedimentos, e esta semelhança entre as amostras ser atribuída à mesma área-fonte. De 1360 grãos os resultados revelaram 846 partículas de alta esfericidade e 414 de baixa esfericidade, entre subalongada, alongada e bem alongada, logo, confirma o percentual expressivo de grãos esféricos na composição total das amostras. A S3 (face de deslizamento) da DN2 exibiu o maior número de grãos com esfericidade muito boa (Tabela 6).

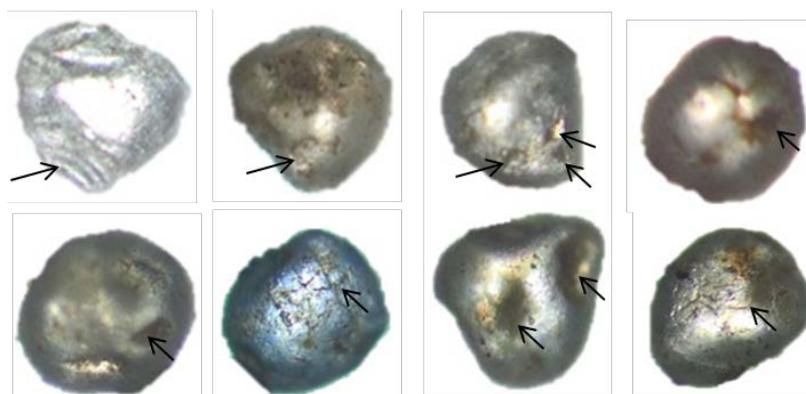
Tabela 6. Grau de esfericidade dos grãos.

Número de partículas por grau de esfericidade										
Esfericidade	DN1							DN2		
	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S1	S2	S3
Baixa - bem alongada (0,30 - 0,53)	1	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Média - alongada (0,55 - 0,73)	18	23	20	11	8	21	19	24	11	12
Boa - subalongada (0,75 - 0,79)	29	29	32	43	46	39	45	27	34	22
Muito boa - esférica (0,81 - 0,97)	92	88	68	86	86	80	76	69	95	106

Em suma, embora sejam processos independentes, em geral as areias mais esféricas são mais bem arredondadas e selecionadas. Mas neste caso, Suguio (1973) destaca que a seleção progride mais rapidamente em condições normais de transporte e deposição e depende da densidade e viscosidade do meio, enquanto o arredondamento exige abrasão. Portanto, somente a análise morfoscópica não foi conclusiva para caracterizar ambiente eólico, embora válida para observar tendências morfométricas, associadas a outras características texturais e composicionais dos sedimentos. Em geral, domínio de grãos esféricos como das amostras, tem maior facilidade de remobilização em comparação as partículas angulosas. No entanto, é importante salientar que a forma das partículas depende de fatores, dos quais, forma inicial, fragilidade e resistência à abrasão, agentes e características do transporte (DIAS, 2004).

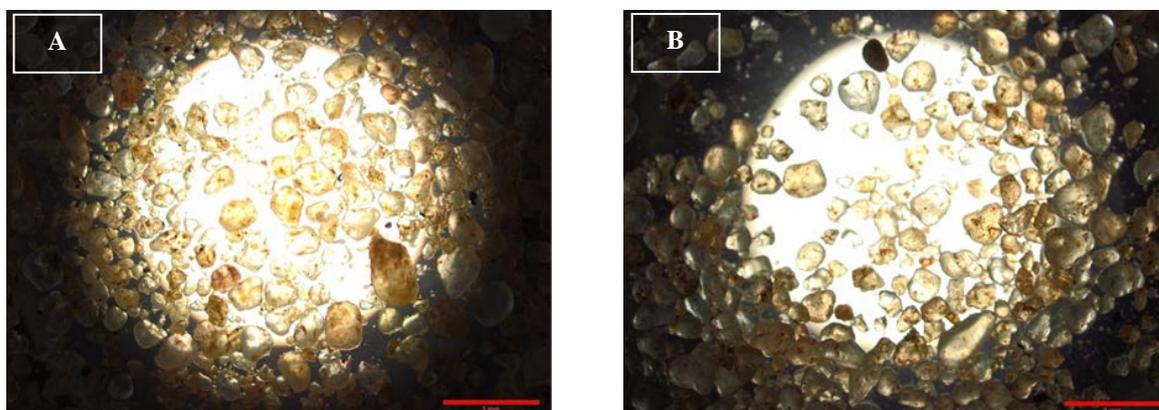
De modo geral, se observou uma textura superficial intermediária, que pressupõe grão liso e polido quanto fosco. Verificou-se feições em microcrateras e fraturas conchoidais que indicam fragmentação sob alta energia (Figura 80). Mas, dificuldades intrínsecas ao estudo da textura e provável mistura de grãos, impossibilitou uma análise mais detalhada e, deste modo, as feições revelaram pouco sobre a história deposicional do sítio.

Figura 80. Feições microscópicas na superfície de algumas amostras.



E, além disso, o conjunto amostral estudado nas sondagens exploratórias mostrou-se homogêneo e composto de um tipo principal de componente: material detrítico representado por quartzo incolor, transparente e com algumas manchas amareladas recobrando os grãos, que pode ser indicativo de uma cutícula de óxido-hidróxido de ferro sinalizando a oxidação. O quartzo, de composição química SiO_2 é um mineral do grupo dos silicatos proveniente do intemperismo e erosão das rochas matrizes, sobretudo, do retrabalhamento de arenitos. Sua representatividade foi ressaltada nas amostras estudadas por se tratar de um dos minerais mais estáveis da crosta terrestre, de elevada resistência ao intemperismo (Figura 81).

Figura 81. Predomínio de quartzo: A - topo DN1: 100-120 cm; B: topo DN2: 100-120 cm.



Em geral, a ocorrência significativa de quartzo é interpretada como um alto grau de maturidade mineralógica dos sedimentos e disso resultam os grãos comumente subangulosos e subarredondados, como observado nas amostras. Essa maturidade de composição, raramente atingida sem a correspondente maturidade textural é produto de regiões de clima quente em áreas de relevo pouco acidentado (SUGUIO, 1973). Porém, ao associar as análises realizadas pelo método de comparação visual, com os estádios de maturidade textural estabelecidos por Folk (1951, *apud* Suguio, 1973), os sedimentos exibiram simultaneamente propriedades de estágios submaturos a maturos, pois registrou menos de 5% de argila nas amostras, partículas angulares a subangulares e domínio de grãos subarredondados. Tais observações não corroboraram claramente a hipótese de paleoduna.

5.2.2 O material lítico no solo: profundidades e características arqueológicas gerais

Uma vez que, a pesquisa não visou caracterizar a organização tecnológica da indústria lítica do sítio MT1, mas ateuve-se à descrição do meio físico, na tentativa de estabelecer

relações entre a distribuição dos recursos e o tipo de matéria-prima usada pelos grupos pretéritos, nesta identificação, não foi realizada a análise minuciosa da variabilidade do material arqueológico. Assim, durante a segunda etapa de campo, uma coleção de 185 peças líticas foi recuperada da intervenção que abarcou uma pequena área 2x1 m no sítio (Figura 82). Foram coletadas apenas peças líticas, mais facilmente preservadas no tipo de solo presente no sítio. As peças produzidas em quartzito, sílex e arenito silicificado fino, com predomínio desta última, passaram por curadoria no Laboratório de Estudos Interdisciplinares em Arqueologia (LEIA-UFSC), incluindo limpeza, identificação e acondicionamento.

Figura 82. Peças líticas identificadas no sítio MT1 - A: Quadra 1; B: Quadra 2.

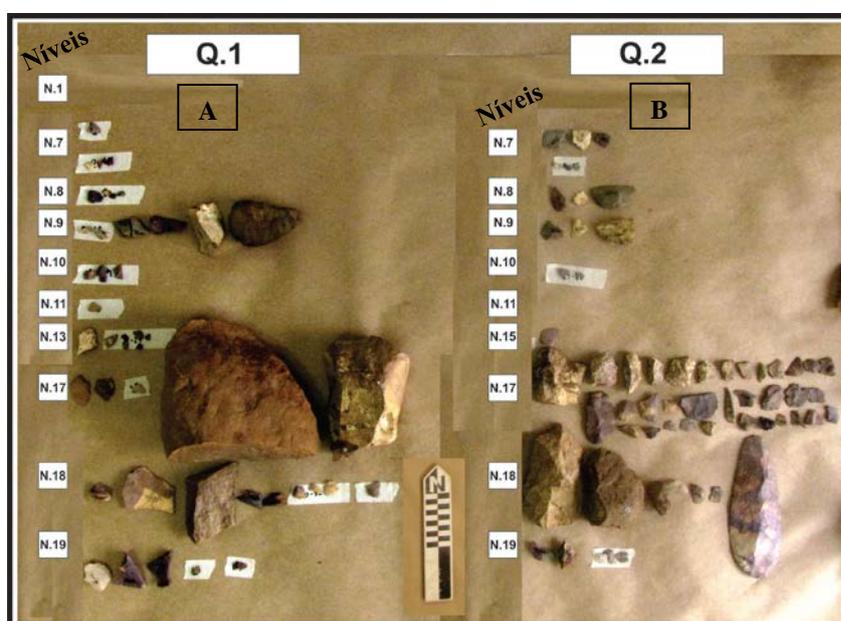


Foto: Betarello, J. 2015.

O material apareceu apenas entre 70 e 200 cm (nível 8 a 20), sendo que de 70 a 160 cm (nível 8 a 16) foram identificados poucos vestígios e a maior concentração registrada entre 170 e 190 cm (nível 18 e 19). Após esta profundidade a quantidade diminuiu abruptamente.

Na profundidade de 170 e 190 cm, que contempla os níveis de maior quantidade de material, além de lascas, incluindo 1 lasca suporte, foram identificados 2 núcleos e 1 artefato plano-convexo façonado. Cabe dizer, que a lasca “suporte” é a retirada pré-determinada da matriz (núcleo), conhecida como *debitage*. A *façonnage*, por sua vez, indica que a matriz foi moldada e seus bordos retocados para produção de instrumentos. Assim, a lasca suporte pode ser utilizada bruta ou transformada em instrumento pela *façonnage*, portanto, *debitagem* e *façonnagem* são técnicas distintas. Além do mais, o plano-convexo é o instrumento unifacial produzido sobre lasca espessa e alongada com retiradas na periferia (LOURDEAU, 2006).

No arenito silicificado, por exemplo, foram produzidas lascas de preparo e lascas de retoque. As lascas de preparo representam aqueles fragmentos de matéria-prima retirados dos suportes com presença de talão e bulbo. Nesta coleção, predominaram as peças com 2 a 4 cm de dimensão, contendo nas faces superiores várias retiradas anteriores; negativos paralelos e na mesma direção do eixo de debitagem do suporte, além do perfil das lascas curvo e exibindo abrasão intensa no talão. Este, por sua vez, liso, de pouca espessura e com estigmas de lascamento. Já as lascas de retoque, fragmentos de matéria-prima com talão e bulbo e cuja intenção é a produção de gumes, foram identificadas peças finas, arredondadas, triangulares, curvas, de talão liso e fino e estigmas de abrasão, com até 1 cm de dimensão e produzidas por percussão direta. Suas faces superiores mostraram-se lisas ou com até dois negativos.

De todas as peças, algumas mereceram maior atenção na análise. A peça n°49 (núcleo) teve como suporte um bloco de arenito silicificado com dois planos de percussão - um preparado e liso e o outro cortical. A partir do plano de percussão liso foram efetuadas quatro retiradas alongadas, paralelas e na mesma direção. Já as retiradas da plataforma cortical foram bem menos estruturadas e envolveram duas retiradas isoladas, as quais possivelmente relacionadas ao preparo do núcleo, descorticamento e a preparação de um plano de percussão. Verificou-se que neste núcleo foi explorada a convexidade e o volume, pois as retiradas mostraram-se razoavelmente proporcionais em comprimento e largura.

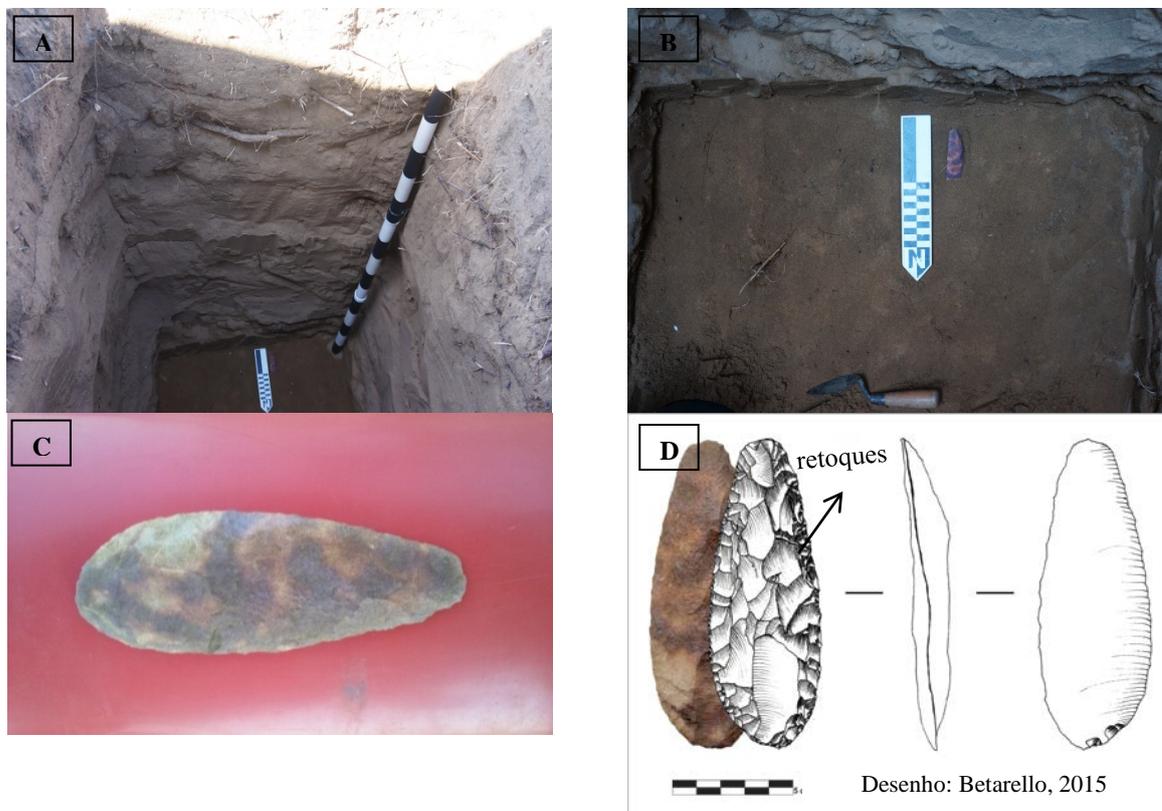
Por outro lado, a peça n°50 (núcleo), apresentou algumas diferenças em comparação a anterior. Também consiste num seixo de arenito silicificado com extensa área coberta por reserva cortical, apresentando plano de percussão preparado e liso e o outro cortical. O plano de percussão liso deu origem a quatro retiradas paralelas, porém curtas em relação ao volume do núcleo, e sobrepostas, acompanhando e circundando o seixo. Da mesma forma, as retiradas do plano de percussão cortical mostraram-se curtas e isoladas. Ademais, a matéria-prima exibiu fissuras e intrusões de sílica, fato que pode ter limitado mais a exploração da peça.

A peça n°129 (lasca) exibiu algumas características interessantes. Apresentou-se longa e espessa o suficiente para ser façonada e retocada como um instrumento plano-convexo e as características dos negativos apresentaram-se similares às do núcleo n°49.

A peça n°185, por exemplo, trata de um instrumento espesso e longo em arenito silicificado, com suporte intensamente façonado. Os retoques delinearam gumes denticulados, na porção mesial-esquerda e mesial-direita, além de gumes na forma de pontas arredondadas, bem como, verificou-se que as porções distal e proximal foram trabalhadas separadamente.

Observaram-se quatro gumes nesse suporte e prensões dinâmicas em relação à posição dos mesmos, isto é, serviu tanto como gume quanto como prensão (Figura 83).

Figura 83. Peça nº185 - A: profundidade; B: direção; C: vista geral; D: desenho com retiradas.



Enfim, foram resgatadas poucas peças na intervenção realizada no sítio, porém as análises mostraram características análogas aos conjuntos líticos coletados em outras ocasiões e também com o material analisado do sítio MT2 e MT5, sítios a céu aberto, incluídos na subárea arqueológica MT (BUENO, 2013). Os atributos observados pareceram corroborar o mesmo padrão tecnológico e os dois níveis estratigráficos de distribuição dos vestígios.

Os resultados do material escavado, mais uma vez, ratificaram a ocupação desde o Holoceno Inicial, contemporâneas a outras áreas do Planalto Central Brasileiro. Além disso, com um maior aprofundamento das análises destas peças, será possível ampliar as discussões já propostas por Bueno (2005), acerca da diversidade de estratégias adaptativas dos grupos, isto é, a heterogeneidade na forma de apropriação e uso das diferentes matérias-primas da região, pois como bem lembra, nem sempre utilizadas com a mesma finalidade.

O arenito silicificado fino, novamente se mostrou a escolha preferencial na produção dos artefatos, especialmente no Holoceno Inicial, afinal é uma matéria-prima de mais qualidade e que responde melhor ao lascamento. Também uma das explicações para a

predileção do arenito é a disponibilidade desta matéria-prima na região, evidenciada pela compartimentação geoambiental (Quadro 22).

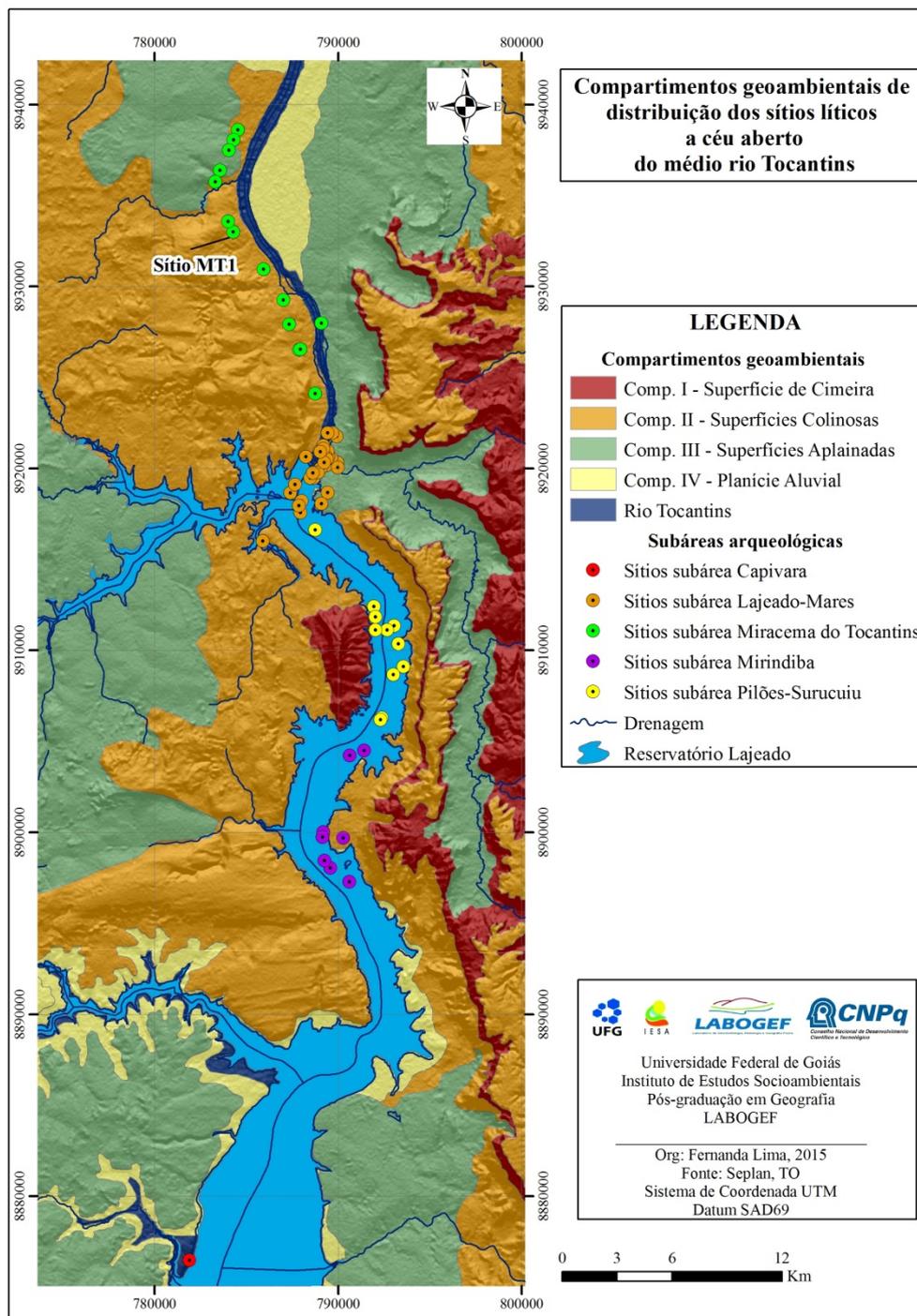
Quadro 22. Compartimentos geoambientais.

Características	Compartimentos Geoambientais			
	Comp. I	Comp. II	Comp. III	Comp. IV
Alguns tipos litológicos	Arenito; siltito; argilito e folhelhos	Folhelho; arenito; seixos, blocos e matações de quartzo e quartzito	Granito; arenito; quartzo; siltito; folhelhos; argilito; leitos de sílex	Areia, cascalho, silte, blocos de quartzo e quartzito
Relevo	Serras, morros dissecados e escarpas	Colinas e morrotes	Colinas amplas e morrotes	Terraços e planície de inundação
Subáreas arqueológicas				
Miracema do Tocantins		X		
Lajeado-Mares		X	X	X
Pilões-Surucuuiu		X		
Mirindiba		X	X	
Capivara			X	X

Para concluir, observou-se que a distribuição dos sítios próximos uns aos outros, exibindo aglomerado de assentamentos em vários compartimentos é reveladora de estratégias ocupacionais e uma discussão iniciada por Bueno (2005), quando destacou a necessidade de modelos interpretativos, que possam explicar a articulação entre sítios como espaços com funções específicas, dispostos estrategicamente na paisagem. Assim, os compartimentos geoambientais apontaram que, pelas características fisiográficas da região, foi possível aos grupos, estabelecer lugares estratégicos para exploração dos recursos naturais, estes por sua vez, mapeados cognitivamente pelos mesmos. Percebeu-se que os sítios estão posicionados próximos a Serra do Lajeado, o que leva a pensar em um marcador paisagístico importante.

Verificou-se ainda a intensidade de ocupação ao longo do rio Tocantins e a recorrência de sítios sobre sedimentos inconsolidados, na sua margem esquerda. E como a pesquisa chamou atenção para os paleocanais, esta bacia hidrográfica deve ser unidade preferencial nos estudos da região, capaz de fornecer dados relevantes, do território ocupado (Figura 84).

Figura 84. Compartimentos geambientais de distribuição dos sítios líticos a céu aberto.



5.2.3 As datações de Luminescência Opticamente Estimulada do solo

O controle cronológico foi um instrumento importante utilizado na pesquisa, pois com a hipótese de ambiente dunário para o substrato do sítio, um dos seus objetivos foi estabelecer inferências entre condições paleoclimáticas e períodos de fixação humana na suposta duna. Desta forma, na segunda etapa de campo, foram coletadas duas amostras para análise de LOE,

na profundidade de 1,2 m e 2,2 m, respectivamente identificadas no laboratório 4482 e 4483. Os resultados relativos à dose acumulada, dose anual e idade média seguem na Tabela 7.

Tabela 7. Resultados obtidos nas amostras datadas por LOE.

Amostra	Profundidade	Dose anual ($\mu\text{Gy/ano}$)	P (Gy)	Desvio padrão	Idade (anos)
4482	1,20 m	900 ± 85	4,4	1,0	4.870 ± 700
4483	2,20 m	870 ± 90	7,9	1,5	9.100 ± 1.400

Fonte: Laboratório Datação Comércio & Prestação de Serviços Ltda. (2015).

As datações indicaram que a idade média da amostra a 1,20 m foi de 4.870 ± 700 anos e a 2,20 m foi 9.100 ± 1.400 anos, isto é, quando os sedimentos estiveram expostos pela última vez à radiação solar. Estes resultados mostraram certa coerência e analogia aos dados identificados por Bueno (2005), isto porque, as amostras de LOE foram coletadas em camadas arqueológicas similares, contendo o material lítico e os carvões datados por ^{14}C , por isso, indicadores representativos da ocupação humana no Holoceno Médio (Amostra 4482) e Holoceno Inicial (Amostra 4483). Os dados também permitiram inferir que no perfil de solo analisado, o início da formação do Horizonte C2, provavelmente ocorreu no Holoceno Médio.

Importante ressaltar que o método de datação por luminescência de cristais é baseado na interação de radiação ionizante com o cristal natural. Neste caso, foi representada pelo decaimento dos radioisótopos naturais Th^{232} , U^{238} , U^{235} e K^{40} que estão no solo. Assim, as concentrações medidas dos isótopos utilizados para calcular a dose anual foram agrupadas na Tabela 8, a qual incluiu a umidade, já que, esta, absorve parte da radiação. Para Maia et al. (2011, p. 107), “a incerteza no valor das idades depende da reprodutibilidade dos cristais contidos na amostra e aquela amostra com concentração de água $< 15\%$, em geral, é de 10% ”. Assim, medições nas amostras indicaram maior concentração de tório aos demais elementos.

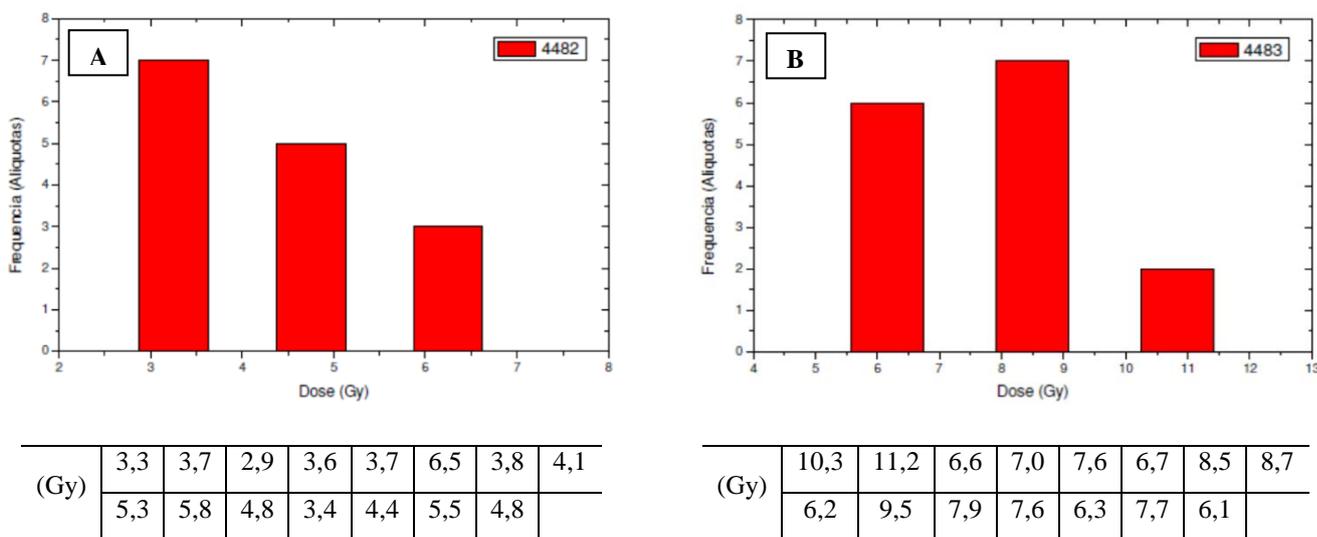
Tabela 8. Distribuição anual de Th, U e K nas amostras datadas.

Amostra	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Umidade (%)
4482	$2,785 \pm 0,100$	$2,007 \pm 0,303$	0 ± 0	1,4
4483	$2,663 \pm 0,096$	$1,447 \pm 0,237$	$0,160 \pm 0,023$	1,8

No protocolo SAR, como a curva de calibração e a medida da luminescência natural, são realizadas em uma única alíquota, evitam-se diferentes variações de sensibilidade LOE para estimar a dose acumulada. A mudança da sensibilidade é controlada com a dose de

radiação após a irradiação-aquecimento-iluminação e a dose acumulada obtida pela média das diversas alíquotas (GUEDES, et al., 2011). Neste protocolo, um algoritmo coleta dados das diversas curvas de LOE, que então é apresentado na forma de histograma com a variação das doses entre as alíquotas, isto é, o histograma é a aplicação do método. Assim, as idades das 15 alíquotas analisadas para a amostra 4482 variaram de 2.900 a 6.500 anos e para a amostra 4483 a variabilidade foi maior, de 6.100 a 11.200 anos. Portanto, a amostra mais antiga exibiu valores mais elevados de sensibilidade LOE do quartzo, estimada nas alíquotas (Figura 85).

Figura 85. Amostras coletadas: A: 1,20 m de profundidade e B: 2,20 m de profundidade



Em síntese, a aplicação do protocolo SAR forneceu cronologias mais precisas, ampliando possibilidades para as interpretações. As datas obtidas permitiram observar certa coerência quanto ao tipo de solo presente no sítio, pois Neossolos Quartzarênicos são jovens, uma vez que não houve tempo para a formação e o desenvolvimento de horizonte B diagnóstico. Deste modo, foi interessante ajuizar uma relação entre o grau de intemperismo mais restrito e a disponibilidade de água e calor dos climas do passado, ou seja, possivelmente a ausência de períodos sequenciais muito úmidos impossibilitou condições favoráveis à formação de um solo com maior expressão pedogenética. Isto porque a precipitação e altas temperaturas aceleram a velocidade da hidrólise, reação química que contribui para a decomposição das rochas siliclásticas. Por outro lado o quartzo sendo dominante é bastante resistente à hidrólise em condições tropicais, o que não favorece pedogênese mais intensa.

Assim, embora o clima seja um dos fatores importantes na formação de um solo bem desenvolvido, o material de origem influencia decisivamente a pedogênese, como no caso de arenitos, por exemplo, que são ricos em quartzo, mineral que não se transforma diretamente

em mineral de argila, já que, o intemperismo é pouco eficiente na dissolução da sua estrutura, logo, mesmo que outros fatores propiciem a formação de solos argilosos e profundos, os formados por arenitos essencialmente quartzosos e sem cimento argiloso, serão predominantemente arenosos.

De qualquer modo, esse intervalo de acúmulo de sedimentos areno-quartzosos entre as camadas arqueológicas datadas, coincide com o período seco no Holoceno Inicial, definido por Dias et al., (2009) para a área central do país. Também para o Holoceno Médio, que se mostrou em acordo as modelagens atmosféricas de Valdes (2000) e o MCG do INPE de Melo e Marengo (2008), as quais indicaram enfraquecimento da precipitação. Contudo, não pode ser relacionado à uma aridez intensa no Cerrado, porque registros paleoambientais em MG indicaram flutuações do clima com fases secas interrompidas por períodos chuvosos a cada 300 anos tanto no Holoceno Inicial como Médio (STRÍKIS et al., 2011). Situação que para Raczka et al., (2013) representa oscilações do El Niño com clima de monção, ora muito seco ou úmido.

Portanto, vários indicadores paleoambientais têm sugerido uma grande variabilidade climática no Cerrado durante o Holoceno, com características regionalizadas. Neste contexto, mesmo que certas áreas do interior do país registraram deposições eólicas desde 900 até 10.500 anos AP, não foi possível estabelecer relação direta entre este registro cronológico e uma aridez acentuada na região, e que eventualmente pudesse favorecer a formação de dunas eólicas quaternárias, pois que, ainda falta um estudo mais localizado no médio rio Tocantins, que possibilite fazer inferências sobre suas condições paleoclimáticas durante o Holoceno.

CAP. 6 - UMA DISCUSSÃO GEOARQUEOLÓGICA SOBRE O SÍTIO MT1

Diante dos resultados e análises tratadas no Capítulo 5, anterior, integrando-os e visando discutir diferentes aspectos que envolveram o objetivo geral desta pesquisa, isto é, o de identificar fatores naturais de formação do registro arqueológico do sítio MT1, o primeiro passo foi avaliar a problemática inicial da pesquisa, então associada ao desconhecimento do substrato do sítio, quer dizer, ao tipo de matriz geológica em que está assentado, incluindo a caracterização dos sedimentos e os tipos de deposição inseridos no contexto arqueológico.

Assim, os propósitos desta dissertação foram discutidos em duas vias principais de análise. Primeiro identificar o substrato deposicional do sítio e depois discutir o contexto arqueológico, pelo reconhecimento de fatores naturais atuantes no registro, incluindo os fenômenos de alteração. Desta maneira, apresentou-se uma avaliação conjunta dos resultados.

Respalhada pelos estudos arqueológicos já realizados na área, foi estabelecida como hipótese principal desta pesquisa a de ambiente dunário desértico. Contudo, nas intervenções arqueológicas, chamou atenção o fato de o sítio produzir um registro com vestígios até 2,5 m. Por isso, à frente de várias interrogações postas em discussão, foram abordados aspectos da composição dos sedimentos baseando-se numa análise física e pedoestratigráfica da matriz do sítio, com a descrição de parâmetros que pudessem apoiar esta tese. Valorizou-se também, a observação das estruturas sedimentares em campo, pois forneceram informações valiosas à interpretação faciológica dos ambientes de sedimentação. E assim, com as análises empreendidas neste trabalho, o propósito em resolver esta problemática foi alcançado.

Com o exame das fácies e estruturas sedimentares de um perfil colunar representativo da subárea arqueológica MT, onde estaria o suposto campo de paleodunas, verificou-se que era pouco provável a presença de depósito eólico quaternário, em ambiente de sedimentação do tipo desértico. Os dados de campo indicaram que o substrato rochoso analisado é integrante de um modelo de sedimentação em ambiente úmido, de fácies marinha e fluvial, relativo ao Carbonífero Inferior, neste caso, representado pela unidade litoestratigráfica Poti, e desta forma, evidenciando uma condição litológico-estrutural pré-existente ao período Quaternário. Observou-se a ausência de estratificações cruzadas típicas de dunas eólicas, que conforme Suguio (2003) exibem dimensão relativamente grande e camadas frontais com mergulhos fortes. Logo, o estudo do afloramento, inserido na feição *morros e morrotes assimétricos* forneceram dados iniciais esclarecedores contrários à formação de paleoduna.

Para apontar de forma mais conclusiva os fatores que condicionaram a formação do pacote deposicional do sítio, os dados analíticos do material pedossedimentar foram bastante

elucidativos. A textura indicou certa homogeneidade entre as amostras das sondagens e do perfil de solo. Com domínio da fração areia média, a granulometria foi concordante as amostras do perfil estratigráfico essencialmente arenoso da Formação Poti, o que permitiu esclarecer a gênese do material inconsolidado do sítio. Mas, também indicador de um possível transporte eólico, pois a areia fina se destacou no volume das amostras. Verificou-se a baixa representatividade dos teores de argila e silte, restringindo a atividade biológica no solo, e tampouco houve variação entre 50-60 cm, que nas intervenções arqueológicas foi apontada como a camada com linhas de matéria-orgânica da provável estabilização das paleodunas.

Ademais, a descrição morfológica do solo sugeriu processo pedogenético sucessivo, não distinguiu discordância litológica no perfil e as linhas escurecidas identificadas como lamelas (banda ondulada). Santos e Castro (2005), chamaram atenção para trabalhos pioneiros no Brasil, que consideraram origem das lamelas tão somente sedimentar, seja retrabalhamento de dunas, estruturas sedimentares herdadas e avivadas por processo pedogenético ou produto de processos coluviais. Porém, ressaltaram que nos anos de 1990, nos estudos de Argissolos, também definidas como feições residuais da alteração de horizontes Bt em E, por mecanismos de e-iluviação e degradação por hidromorfia suspensa no horizonte B. Para Paisani (2004), hidromorfia suspensa ocorre em descontinuidades pedológicas, cuja diferença de textura assegura que a água percolada, rica em ácidos orgânicos, fique acumulada certo tempo para reduzir e mobilizar parcialmente o Fe e Mn, desestruturando e/ou destruindo argilominerais.

No caso das duas lamelas escuras observadas no perfil de solo estudado, caracterizado como um Neossolo Quartzarênico, exibiram características similares em relação à morfologia e a granulometria, porém, na face sul do perfil, a lamela superior mostrou-se contínua e a inferior, mais descontínua. Interessante observar que o intervalo em que está posicionada a lamela superior (37-39 cm) coincidiu com a camada em que foi coletada a amostra de 27-42 cm e que na análise granulométrica teve o menor teor da fração argila (0,72%) e silte (3,85%) do perfil. Desta forma, uma translocação da argila estaria integrada à formação das lamelas. Assim, esta origem, como lembraram Santos e Castro (2006), poderiam ser de processos pedogenéticos. Logo, no presente caso não indicariam superfície dunária pretérita.

Por estar posicionado em relevo suave ondulado e pelas características do material pedossedimentar, com domínio da fração areia e estrutura maciça dos horizontes, é de supor que a área do sítio apresente boa capacidade de infiltração, contribuindo para que o fluxo da água em subsuperfície assuma principalmente a direção vertical. Mas, pela granulometria, observou-se a diminuição da permeabilidade com ligeiro aumento de argila em profundidade,

que poderá ser corroborada com a micromorfologia, sobretudo no estudo dos poros. Contudo, essa redução não deve ser forte o suficiente para impedir o domínio do fluxo vertical.

Portanto, este cenário supõe a migração de materiais pela água (argila, silte, óxido-hidróxido de Fe e/ou ácidos húmicos), pois pela natureza porosa dos sedimentos arenosos do sítio, esta circulação é facilitada. Mas, como as lamelas, possivelmente são menos permeáveis que o material fora delas, também são responsáveis pela eventual redução da drenagem vertical, a depender da sua continuidade. De todo modo, como a hipótese da provável origem das lamelas foi tratada apenas pela descrição morfológica do perfil de solo, será melhor compreendida com a análise micromorfológica e mineralógica. Além disso, não há concordância do tempo necessário para a formação e desenvolvimento das lamelas (SANTOS e CASTRO, 2006). Porém, cronologicamente, como as lamelas estudadas estavam posicionadas entre 37-39 cm e 49-52 cm, pode-se supor sua origem no Holoceno Tardio, já que carvões datados por ^{14}C , entre 50-60 cm (Bueno, 2005), indicaram 1.326 ± 50 anos AP.

Também os dados estatísticos ampliaram as discussões acerca natureza do substrato sedimentar. Identificou-se o domínio de frações grossas, que teoricamente estão associadas a um melhor grau de seleção em comparação aos materiais finos (silte + argila). Porém, como houve predomínio de areias médias, que ostentam menor ação seletora do que as areias finas, a grande maioria das amostras foi classificada como pobremente selecionada. Os resultados mostraram que o mau selecionamento sugere sedimentos depositados rapidamente ou por fluxos viscosos e dificilmente poderia associar-se a ambiente eólico dunário, pois indicam pouco transporte dos grãos de areia. No entanto, como em algumas amostras o teor de areia fina ocupou a segunda posição em volume, e ao mesmo tempo, foram identificadas amostras moderadamente selecionadas, corroboram mistura dos grãos e a ideia de atuação de mais de um agente de transporte. E, nestas condições, pode remeter a transporte eólico, embora não dominante e de ação muito superficial. Outrossim, constatou-se um padrão de amostras assimetricamente positivas e leptocúrticas, que aludem maior energia no transporte.

Além disso, as análises aferiram algumas tendências morfométricas, pois a classe de arredondamento (areia) foi representada com maior relevância por partículas subarredondadas e subangulosas. Em geral, o arredondamento associa um transporte mais eficiente, embora não evidenciado pelo grau de seleção da areia. Conquanto os resultados respaldaram irregularidade morfológica das amostras, este quadro remeteu a possibilidade de mistura de populações, transporte curto e rápido. Por sua vez, o domínio de amostras de alta esfericidade trouxe perspectiva de sedimentos homogêneos, que pode ser facultada à mesma área-fonte.

Em relação à mineralogia, o quartzo foi o principal componente identificado no conjunto amostral estudado e o tornou um indicador importante acerca do retrabalhamento dos arenitos, estes entendidos como fonte, já que afinal, é a litologia mais característica da subárea onde está o sítio. Já, o estudo das feições superficiais dos grãos arenosos, não conduziu a informação relevante para identificar o ambiente deposicional, até porque “tipos semelhantes de textura superficial têm origens bem distintas” (SUGUIO, 2003, p. 69).

Pelo exposto, a hipótese de paleoduna eólica quaternária foi descartada, seja como processo de alteração das rochas e retrabalhamento *in situ* ou pelo intemperismo e transporte. Todavia, embora a presunção de ambiente dunário fosse o eixo norteador desta investigação, logo no capítulo introdutório desta dissertação, duas outras linhas de evidências foram mencionadas. Este depósito arenoso do sítio constituiria uma alteração do material de origem e/ou rocha herdada da Formação Piauí? Seria o acúmulo de colúvio, que recobriu o sítio? Enfim, de fato estas duas questões se incorporaram ao trabalho, pois as análises empreendidas se mostraram mais complexas, e foi apreciada então a interpretação que segue.

Considerou-se a proveniência do depósito arenoso resultante da alteração do material de origem e/ou rochas herdadas das unidades litoestratigráficas Carboníferas - Poti e Piauí, pela atuação de processos intempéricos. Diversos outros fatores como clima, organismos, relevo e tempo, e processos, dentre os quais, adição, transformação, remoção e translocação, possibilitaram a organização dos horizontes A; A/C; C/A; C1 e C2 do Neossolo Quartzarênico, desenvolvidos concomitantemente à alteração da rocha, sobretudo o arenito.

Mas, nesta interpretação foi preciso associar os resultados da LOE. Estes indicaram que a cerca de 9.100 anos AP e há 4.870 anos AP, o material arenoso do sítio, respectivamente a 2,20 m e 1,20 m, estiveram expostos à radiação solar, ou seja, os dados apontaram que 1m de espessura do perfil foi acumulado ao longo de pouco mais de 4 mil anos, o que implica em duas fases deposicionais. Convém ressaltar que as idades obtidas representam o sedimento exposto e não necessariamente a deposição original. Enfim, este panorama sugere possibilidade de transporte do material que originou o depósito arqueológico, pois que, um solo leva milhares de anos para se constituir dependendo dos fatores de formação. Como por exemplo, os solos ricos em quartzo demoram mais tempo para evoluírem em solos resultantes de pedogênese mais evoluída, conquanto o mineral é resistente ao intemperismo.

Esta perspectiva foi respaldada pela localização do sítio, pois sua posição topográfica mais rebaixada, o que o torna suscetível a recebimento de material transportado da encosta a montante, como o decorrente do deslocamento gravitacional, ou seja, de processos de

coluvionamento. Situação, que pode ter encoberto e misturado as camadas arqueológicas. Outras questões corroboraram essa interpretação: o mau selecionamento da areia que sugere depósito rápido ou por fluxos viscosos; as amostras com moderada seleção indicando a mistura dos grãos e a ação de mais de um agente de transporte; as partículas assimetricamente positivas que implicam em maior energia; a irregularidade morfoscópica das amostras que insinuam mistura de populações e a boa esfericidade da areia, indício de contribuição da mesma área-fonte. Todavia, o retrabalhamento do material pedossedimentar pelo vento não foi totalmente descartado. Modelagens climáticas de Melo e Marengo (2008), inclusive apontaram para 6.000 anos AP, um acréscimo do vento E sobre o continente.

Portanto, os dados sugeriram que a primeira ocupação do sítio, no Holoceno Inicial, já se instalou sobre Neossolo Quartzarênico, e depois, por milhares de anos, a areia foi retrabalhada no Holoceno com contribuição gravitacional e por processo eólico, que recobriu a ocupação (Figura 86). Processos de pedoturbação causaram distúrbios no registro, como a constituição de processos de erosão hídrica com a formação de pedestais de areia.

Figura 86. Montagem foto-ilustrativa sobre o sítio MT1.



De todo modo, deve ser ressaltado nesta interpretação, que as datações apontaram para um período de não ocupação do sítio no Holoceno médio. Amparado pela revisão da literatura

acerca dos paleoclimas do Cerrado, esta pesquisa não considerou este intervalo como possível abandono regional pelos grupos, motivado por grandes alterações no clima que pudessem introduzir fases de aridez intensa na região. Por isso, é pouco provável que a paisagem atual apresente grandes diferenças em relação à paisagem pretérita, senão pelo fator antrópico do desmatamento e introdução das pastagens e eventuais cultivos. Porquanto, como foi também demonstrado nos estudos paleoambientais realizados no Cerrado, a Lagoa da Confusão (TO), uma das áreas mais próximas a Miracema do Tocantins, Behling (2002) identificou espécies de Cerrado e de Mata de Galeria em um clima mais úmido, a cerca de 6.200 anos AP.

Desta forma, esta pesquisa considerou apenas que oscilações e instabilidades com fases secas e/ou úmidas podem ter interrompido a ocupação em áreas localizadas marcando eventos de mobilidade, pois que, outros sítios obtiveram datas neste ínterim, como o abrigo Jibóia em 7.220 +/- 50 anos AP, próximo a Palmas (BUENO, 2013). Logo, também não descartou um cenário diacrônico, de sítios com funções específicas. Portanto, ao contrário de um abandono regionalizado pela instauração de clima árido, é interessante pensar em déficit hídrico flutuante, e em mudanças no uso diferencial do espaço associadas à dinâmica fluvial do Tocantins, já que um rio assume lugar de destaque na ocupação de um território. Além de fatores socioculturais, é claro, não abordado pela pesquisa. Uma contribuição a essa ideia foi à identificação de paleocanais nas imagens de satélite, na margem direita do Tocantins (numa área defronte ao sítio) e anomalias da drenagem com provável mudança do curso do rio.

E assim, a reconstituição paleogeográfica do sistema de drenagem, e que envolve uma série de variáveis, como as datações de sedimentos do rio, contribuiriam com esta discussão. Essa perspectiva de análise pode ser coerente, ao se associar à concepção de que, diversas estratégias foram adotadas pelos grupos, frente às mudanças na ocupação do território. Mas, conquanto esta abordagem não fez parte do escopo da presente pesquisa é importante intensificar novas perspectivas, a se considerar a potencialidade geoarqueológica da região.

Enfim, a pesquisa possibilitou retomar discussões importantes acerca do contexto arqueológico da região do médio rio Tocantins. Trata-se de uma área fundamental para o entendimento da ocupação humana no Planalto Central Brasileiro durante o período pré-cerâmico, reconhecida pela diversidade de sítios a céu aberto e em abrigos. Afinal, no Brasil Central, tal qual Bueno (2005), para Rodet et al. (2011), a produção de objetos líticos entre o Holoceno Inicial e o Holoceno Médio indica uma produção diversa quanto à tecnologia e morfologia dos artefatos, embora também sugere um *savoir-faire* da produção de objetos bem acabados e especialmente de adaptação dos grupos ao ambiente.

CONCLUSÕES

Esta pesquisa partiu de uma problemática principal: o desconhecimento do substrato do sítio arqueológico MT1, integrante de um conjunto de sítios sobre sedimentos arenosos, na margem esquerda do rio Tocantins. A hipótese estabelecida, então baseada nas evidências dos estudos arqueológicos realizados na região, foi a de formação de ambiente dunário (campo de paleodunas), devido à composição, morfologia e linhas de matéria-orgânica interpretadas como estabilizador das dunas e que em posterior marcaria uma cobertura savânica mais densa.

Para o sítio estudado, Bueno (2005), identificou um pacote arqueológico de mais de 2,5 m de profundidade e dois períodos de ocupação, intercalado por níveis sem ocupação, e a maior espessura deste pacote no Holoceno Inicial, o que para o autor, despertou para a possibilidade de reocupação ou ação de processos pós-deposicionais. E assim, diante destas questões e amparada por Bueno (2005), a hipótese desta pesquisa conduziu a ideia de que durante a ocupação humana no sítio a duna estaria em formação, mas não de forma contínua.

A princípio, as evidências de que a área do sítio tratar-se-ia de paleoduna, em parte, encontrou respaldo na literatura, pois que, no mapa geológico do Tocantins (IBGE, 2007), os pacotes arenosos foram identificados como cobertura eólica holocênica. Porém, o relatório do Radambrasil (1981) não indicou condições eólicas, mas a alteração do material de origem e/ou rochas herdadas da Formação Piauí. No mais, por estar até 2,5 m, separado por volumes estéreis, o sítio pode ter sido soterrado por processo pós-deposicional após cessar a ocupação.

Isto posto, além de ser importante reconhecer seu substrato, o objetivo desta pesquisa esteve associado à Geoarqueologia, disciplina de interface entre as Geociências (incluindo Geografia Física) e a Arqueologia. Neste caso, para extrair informações do perfil do solo, visando identificar os fatores naturais de formação deste registro, pois este tipo de depósito pode deslocar artefatos e alterar as interpretações culturais sobre a conformação do mesmo.

Desse modo, a pesquisa buscou uma metodologia que proovesse respostas às questões em discussão. Foi feita a revisão bibliográfica, o trabalho de campo e análises laboratoriais, e para tanto, priorizou-se a formação dos solos, a deposição e mistura dos sedimentos com a descrição morfológica do solo, análise física e pedostratigráfica pela descrição de parâmetros associados à origem, transporte, deposição e fenômenos de alteração, sejam: granulometria, morfometria, textura superficial e mineralogia, além do exame cronológico para identificar o período de fixação dos sedimentos e relacionar aos dois níveis de registro arqueológico.

Para mais, realizou-se uma revisão bibliográfica sobre paleoclimas do Cerrado, de modo a obter informações que permitiriam reconstituir as condições paleoambientais naturais

concomitantes à formação do sítio, e até porque, o clima, representa um dos fatores de formação das dunas eólicas. Também foram observados afloramentos de unidades geológicas associadas à área do sítio, para levantar uma seção estratigráfica, realizar a descrição, associação de suas fácies sedimentares, visando interpretar o sistema deposicional e observar o contato das estruturas pretéritas com o depósito arenoso do sítio. Somado a isto, foi feita a caracterização geomorfológica da área e interpretadas imagens de satélite para observar feições da superfície e uma possível identificação de ambiente de deposição eólico.

Logo, múltiplas evidências foram analisadas de modo oferecer uma interpretação mais completa acerca do substrato onde está implantado o sítio, e desse modo concluiu-se que:

- Pelas características fisiográficas e de distribuição dos sítios líticos a céu aberto da região do médio rio Tocantins, percebeu-se que a posição dos mesmos está bastante voltada à proximidade com o rio Tocantins e que pode estar associada a uma organização logística na busca por recursos naturais e as estratégias dinâmicas de mobilidade territorial.

- A revisão dos paleoclimas do Cerrado, associada ao registro cronológico do sítio MT1, não identificou condições de extrema aridez próxima ao mesmo, que contribuísse diretamente para formação de paleodunas na região. No período de 9.100 ± 1.400 e 4.870 ± 700 anos, reveladas na análise de LOE do sítio, pesquisas em MG, GO, DF, TO e MA mostraram grande variabilidade climática. Para a primeira data, estabelecida no Holoceno Inicial, a excessão de Cromínia (GO) com estágio seco prolongado de 10.500 a 7.700 anos AP, demais registros exibiram ambientes expostos às condições de umidade interrompidas por fases secas. No intervalo entre estas duas datas, as pesquisas identificaram condições secas na Chapada dos Veadeiros (7.845 anos AP) em GO e na turfeira Pau-de-Fruta (6.700 anos AP) em MG, além da vereda Laçador em 7.020 anos AP, e que se estendeu até 2.140 anos AP. Para a segunda idade, estudos apontaram episódios secos em Salitre (5.500 a 4.500 anos AP), em MG e na Lagoa Feia (5.280 a 4.850 anos AP) em GO, enquanto os únicos registros do TO mostraram aumento da precipitação: Lagoa da Confusão no Holoceno Médio (6.200 anos AP) e ilha do Bananal no Holoceno Tardio. Muito embora, cabe ressaltar que, durante esses dois períodos, houve registro eólico em região não muito distante, o reconhecido campo de paleodunas do médio rio São Francisco de 9.000 a 4.000 anos AP e de 4.000 a 900 anos AP.

- O perfil estratigráfico estudado (Formação Poti), do Carbonífero Inferior, e representativo para a área do sítio, mostrou litofácies relacionadas a um ambiente de sedimentação úmido com padrão de estratificação gradacional; associações faciológicas marinha dominada por tempestades e geradas por sistemas fluviais e ausência de estratificações cruzadas de médio a

grande porte, comuns em material eólico. A pesquisa identificou que apenas no Carbonífero Superior (Formação Piauí), existiram condições mais secas com formação de sistema desértico e dunas eólicas. Por isso, o perfil colunar foi um indicador importante para mostrar que a natureza do substrato do sítio dificilmente tratar-se-ia de duna eólica quaternária.

- Pelo perfil topográfico realizado para a área do sítio, observou-se de forma prévia, possível feição dunária, supostamente com barlavento a SW, sotavento a NE, direção do vento SW-NE e o sítio na zona NE, que receberia material deslocado do barlavento para sotavento, como é típico de dunas. Mas, percebeu-se de fato que, em termos geomorfológicos, pela declividade, cume relativamente arredondado e amplitude altimétrica em pouco mais de 100 m, o sítio está posicionado num vale tectônico, e em específico numa área de morros e morrotes assimétricos de dissecação média, esculpida em relevo suave ondulado a ondulado. Esta análise foi reforçada com imagens satelitárias, que não exibiram feição específica de duna, apenas forma irregular e tonalidade esbranquiçada, devido areias quartzosas refletirem muito a irradiação.

- Com a abertura da unidade de escavação no sítio e descrição do perfil do solo, a excessão das lamelas, constatou-se um processo pedogenético contínuo, sem grandes variações morfológicas entre os horizontes do solo (A; A/C; C/A; C1 e C2) ou em associação aos Horizontes arqueológicos (Holoceno Inicial e Holoceno Médio). Classificado como Neossolo Quartzarênico notou-se que o perfil apresentava propensão à erosão interna (*piping*), que provoca instabilidade do terreno, o que a propósito, verificou-se nos perfis da rodovia TO 0-50, em área de suposta formação do campo de paleodunas, pois que, possivelmente devido à fraca coesão e saturação da areia, observou-se campos de *demoiselles chapeau*, feições residuais originadas por erosão diferencial.

- O material caracterizado granulométrica, morfoscopicamente e estatisticamente como areia essencialmente quartzosa, subarredondada a subangulosa, de esfericidade boa, mal a moderadamente selecionada e de assimetria positiva, sugeriu características análogas com o material de origem e/ou rocha do substrato, logo, não correspondente a paleoduna holocênica.

- A identificação do substrato do sítio MT1 se mostrou mais complexa que o previsto, pois os dados analíticos indicaram que o sedimento arenoso do mesmo, provém da alteração de rochas Carboníferas, contudo, com possibilidade de retrabalhamento por um tipo de transporte rápido ou de fluxos viscosos por deslocamento gravitacional (processo descendente), como os decorrentes de coluvionamento, além de contribuição pelo vento, que provavelmente encobriu e misturou as camadas de ocupação arqueológica, corroborada pela geocronologia, e que apontou 1m de espessura do perfil acumulado ao longo de mais de 4 mil anos. Constatou-se,

portanto, que o material pedossedimentar de constituição do sítio se forma por processos diferentes, embora ligado ao mesmo material de origem.

Concluindo, a hipótese (paleoduna quaternária, de ambiente desértico), passou por descuido inicial, em considerar quase que de forma exclusiva, o aspecto da morfologia e composição arenosa, negligenciando outros enfoques, como a posição do sítio na paisagem. Além disso, constatou-se que a pesquisa contribuiu mais para identificar o substrato do sítio, do que propriamente em relacionar e discutir os fatores naturais atuantes na configuração deste registro arqueológico. De todo modo, deu um passo importante, já que, a coleta de amostras de micromorfologia do solo, prevista para análise e publicações futuras, permitirá avançar nas questões quanto à reocupação, a ação de agentes pós-deposicionais, o hiato ocupacional, a incidência de deposição contínua ou abrupta na matriz do sítio, enfim, a sequência de eventos que marcaram sua ocupação.

Logo, embora o sítio estudado apresente uma sequência bem definida, com duas fases datadas e interpretações sobre sua indústria lítica, ainda são necessários dados paleoambientais da região onde está implantado. A pesquisa mostrou a Geografia, em especial a Geografia Física, como aporte importante para as interpretações e discussões específicas da ciência arqueológica, a qual faz inferências de um passado dinâmico e que põem em foco as relações, não de mera adaptabilidade, mas complexas e profundas do homem com o ambiente.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A.N. *Conhecimento sobre as flutuações climáticas do Quaternário no Brasil*. In: Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, v. 6, p.41-48, 1957.
- AB'SABER, A.N. *Domínios morfoclimáticos e províncias fitogeográficas do Brasil*. In: Revista Orientação, Instituto de Geografia da USP, p. 45-48, 1967.
- AB'SABER, A.N. *Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais Quaternários*. In: Paleoclimas, Instituto de Geografia da USP, p. 1-17, 1977.
- ADEGAS, F. (et al.). *Arcabouço estratigráfico da Formação Sergi (Jurássico Superior) na Bacia de Almada, Bahia*. In: Revista Brasileira de Geociências, vol. 42 (Suppl 1), 2012.
- AHLBRANDT, T.S. (et al.). *Bioturbation in eolian deposits*. In: Journal of Sedimentary Petrology, vol. 48, n.3, p. 839-848, 1978.
- ALMEIDA, F.F.M. Os fundamentos geológicos. In: *Brasil a terra e o homem: por um grupo de geógrafos sob a direção de Aroldo de Azevedo. Vol. I - as bases físicas*. Companhia Editora Nacional, 1968.
- ANA, Agência Nacional de Águas. *Plano Estratégico de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica dos rios Tocantins e Araguaia: relatório síntese*. Brasília, 2009.
- ARAUJO, A.G.M. *Peças que descem, peças que sobem e o fim de Pompéia: algumas observações sobre a natureza flexível do registro arqueológico*. In: Rev. do Museu de Arqueologia e Etnologia, São Paulo, p.p 3 -25, 1995.
- ARAUJO, A.G.M. (et al.). *Holocene dryness and human occupation in Brazil during the "Archaic Gap"*. In: Quaternary Research, p. 298-307, 2005.
- ARAUJO, A.G.M. *Bioturbation and the upward movement of sediments particles and archaeological materials: comments on Bueno et al.* In: Journal of Archaeological Science, p. 2124-2127, 2013.
- ARAUJO, A.G.M. Geomorfologia e paleoambientes no leste da América do Sul: implicações arqueológicas. In: RUBIN, J.C.R. e SILVA, R.T. (orgs.). *Geoarqueologia*. PUC/GO, 2013.
- ARAUJO, A.G.M. (et al.). *Paleoindian Open-air sites in Tropical Settings: a case study in formation processes, dating methods, and paleoenvironmental models in Central Brazil*. In: Geoarchaeology: An International Journal, 28, 195-220, 2013.
- ASSINE, M.L e SOARES, P.C. *Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil*. In: Quaternary International, p. 23-34, 2004.

- BARBERI, M.B. (et al.). *Paleovegetation and paleoclimate of Vereda de Águas Emendadas, central Brazil*. In: *Journal of South American Earth Sciences*, p. 241-254, 2000.
- BARBERI, M.B. *Mudanças paleoambientais na região dos Cerrados do Planalto Central durante o Quaternário tardio: o estudo da Lagoa Bonita (DF)*. In: (Tese de Doutorado), Instituto de Geociências, USP, SP, 2001.
- BARBERI, M.B e LIMA RIBEIRO, M.S. *Evolução da paisagem nas áreas de Cerrado: uma análise no tempo profundo*. In: GOMES, H. *Universo do Cerrado*. Ed. da UCG, 2008.
- BARRETO, A.M.F (et al.). *As megadunas parabólicas compostas do Quaternário Tardio do médio rio São Francisco (Bahia) e suas implicações paleoambientais*. In: VI Congresso da Associação de Estudos do Quaternário e Reunião sobre o Quaternário da América do Sul, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Expanded Abstract, p. 168-170, 1997.
- BARRETO, A.M.F. (et al.). *O Quaternário Tardio no Sistema de Dunas Fixadas do médio rio São Francisco (Bahia) datado pelo método da Termoluminescência*. In: VI Congresso da ABEQUA, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, p. 171-175, 1997.
- BARRETO, A.M.F. (et al.). *Campo de dunas inativas do médio rio São Francisco, BA: marcante registo de ambiente desértico do Quaternário brasileiro*. In: *Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil, SIGEP 56-CPRM*, 2002.
- BARRETO, M.V. *Abordando o passado: uma introdução à arqueologia*. Belém: Paka-Tatu, 2010.
- BARROS, L.F.P. (et al.). *Síntese dos cenários paleobioclimáticos do Quaternário Tardio em Minas Gerais*. In: *Sociedade & Natureza*, Uberlândia, p. 371-386, 2011.
- BARROS, L.C. (et al.). *Estudos sedimentológicos na plataforma continental interna adjacente às desembocadura sul do Canal de Santa Cruz e do Rio Timbó, norte do Estado de Pernambuco*. In: *Revista de Geologia*, vol. 21, n.2, pp. 123-134, 2008.
- BEHLING, H. *Late Quaternary Vegetation and Climate Dynamics in Southeastern Amazonia Inferred from Lagoa da Confusão in Tocantins State, Northern Brazil*. In: *Amazoniana*, p. 27-39, 2002.
- BEHLING, H. e LICHTHE, M. *Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in Tropical Southeastern Brazil*. In: *Quaternary Research*, p. 348-358, 1997.
- BENABDELHADI, M. *Estratigrafia, Sedimentologia e Micromorfologia de Ferraz Egreja*. In: VIALOU, A.V. (org.). *Pré-história do Mato Grosso*. Vol.2 Cidade de Pedra, Ed. USP, 2006.
- BENEDETTI, M.M. *Soils, sediments, and geoarchaeology: Introduction*. In: *Catena* 85, 83-86, 2011.

- BERRA, J. *A arte rupestre na serra do Lajeado, Tocantins*. In: (Dissertação de Mestrado), FFLCH/USP, São Paulo, 2003.
- BICHO, N.F. *Manual de Arqueologia Pré-Histórica*. Reimp. 2. Ed. Biblioteca Nacional de Portugal, 2011.
- BIGARELLA, J.J. (et al.). *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais*. 2 ed. Florianópolis: Ed. da UFSC. 2009.
- BITENCOURT, A.L. Princípios, métodos e algumas aplicações da geoarqueologia. In: RUBIN, J.C.R. e SILVA, R.T. (org.). *Geoarqueologia Teoria e Prática*. Goiânia, Ed. UCG, 2008.
- BORBA-ROSCHER, M. (et al.). *Phytoliths as indicators of pedogenesis and paleoenvironmental changes in the Brazilian Cerrado*. In: Journal of Geochemical Exploration, p. 172-176, 2006.
- BRICALLI, L. (et al.). *Padrões de lineamentos relacionados à litoestrutura e ao faturamento neotectônico (Estado do Espírito Santo, SE do Brasil)*. In: Revista Brasileira de Geomorfologia. V. 14, n.3, 2013.
- BUENO, L.M.R. *Variabilidade tecnológica nos sítios líticos da região do Lajeado, médio rio Tocantins*. In: (Tese de Doutorado em Arqueologia) – 566 f. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas - Museu de Arqueologia e Etnologia, São Paulo, 2005.
- BUENO, L.M.R. *As indústrias líticas da região do Lajeado e sua inserção no contexto do Brasil Central*. In: Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia, SP, p. 37-57, 2005-2006.
- BUENO, L.M.R. *The Formation process of a paleoindian open-air site in Central Brazil: integrating lithic analysis, radiocarbon and luminescence dating*. In: Journal of Archaeological Science, p. 190-203, 2013.
- BUENO, L.M.R. *Tecnologia e território: dispersão e diversificação no povoamento do Planalto Central Brasileiro*. In: Relatório final, Edital universal CNPQ, 2013.
- BUTZER, K.W. *Archaeology as human ecology: method and theory for a contextual approach*. Cambridge University Press, New York, 2006.
- BUTZER, K.W. Geoarchaeology, climate change, sustainability: a Mediterranean perspective. In: BROWN, A.G. (et al.) (orgs.). *Geoarchaeology, climate change, sustainability*. The geological society of America. (2011).
- CAMARGO, M.G. *Sysgran: um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento*. In: Revista Brasileira de Geociências, pp. 371-378, 2006.

- CARDOSO, N. *Paleoecologia da flora de Catalão, Paleolago Cemitério, Estado de Goiás*. In: (Tese de Doutorado). UFRGS, Instituto de Geociências, Porto Alegre, 2007.
- CARLSON, A.E. *The Younger Dryas Climate Event*. In: Encyclopedia of Quaternary Science, vol. 3, p.126-134, 2013.
- CARNEIRO FILHO, A. (et al.). *Amazonian paleodunes provide evidence for drier climate phases during the Late Pleistocene-Holocene*. In: Quaternary research, p. 205-209, 2002.
- CASSINO, R.F. e MEYER, K.E.B. *Reconstituição paleoambiental do Chapadão dos Gerais (Quaternário Tardio) a partir da análise palinológica da Vereda Laçador, Minas Gerais, Brasil*. In: Revista Brasileira de Paleontologia, p. 127-146, 2013.
- CASSETI, V. *Geomorfologia*. Disponível em: <http://www.funape.org.br/geomorfologia/2005>.
- CASTRO, S.S. (et al.). *Micromorfologia do solo: bases e aplicações*. 2003.
- CASTRO, S.S. *Micromorfologia de solos: bases para descrição de lâminas delgadas*. UNICAMP -IG-DGEO; UFG-IESA, 2ª Edição, 2008.
- CLARKE, D. *Archaeology: the loss of innocence*. In: Antiquity, XLVII, 1973.
- COIMBRA, A.M. (et al.). *Análise granulométrica de sedimentos*. In: Apontamentos de sedimentologia, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1991.
- CORRÊA, A.C e SILVA, D.G. *Análise geomorfológica e morfoestratigráfica dos modelados deposicionais da área de Conceição das Crioulas, Salgueiro – PE: um subsídio para a reconstrução paleoambiental*. In: Clio Arqueológica, n. 19, v. 2, 2005.
- COSTA, J.B.S. (et al.). *Projeto Paraíso do Norte: relatório final*. DNPM/UFGA. 1983.
- COSTA, J.B.S. *Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás*. In: (Tese de Doutorado). Universidade Federal do Pará, 209 p. 1985.
- COURTY, M.A et al. *Soils and micromorphology in archaeology*. Cambridge Manuals in Archaeology. Cambridge Press, 1989.
- CPRM. Serviço Geológico do Brasil. *Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores*. In: BIZZI, C. (et al.) (eds.). Brasília, 2003.
- CPRM. Serviço Geológico do Brasil. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. *Estratigrafia da bacia do Parnaíba*. Folha SA.23-X e SA.23-Z (São Luís NE/SE), 2001.
- CPRM. Serviço Geológico do Brasil. *Folha SC.22-X-D Miracema do Norte*. In: Programa Geologia do Brasil - Carta Geológica Preliminar - Escala 1:250.000. 2013.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. SANTOS, M.E.C.M (org.). *Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís*. Rio de Janeiro, 2009.

- CRUZ JR.F. (et al.). *Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116.000 years in subtropical Brazil*. In: *Nature*, vol. 434, 2005.
- CRUZ JR.F. (et al.). *A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene*. In: *Quaternary Science Reviews*, p. 2749-2761, 2006.
- CRUZ JR.F. (et al.). *Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation*. In: *Nature Geoscience*. Published on line, v.2, 2009.
- CUNHA, S.B. Geomorfologia fluvial. In: GUERRA, A.J.T. e CUNHA, S.B (org.). *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. 2 ed., RJ: Bertrand Brasil, 1995.
- DELLA FÁVERA, J. C. e PONCIANO, L.C.M.O. *Flood-dominated fluvio-deltaic system: a new model for the Devonian Cabeças Formation, Parnaíba Basin, Piauí, Brazil*. In: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, pp. 769-780, 2009.
- DE OLIVEIRA, P.E. *A palynological record of Late Quaternary vegetational and climatic change in southeastern Brazil*. In: (Tese de Doutorado). The Ohio State University, 1992.
- DE OLIVEIRA, P. (et al.). *Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River*. In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, p. 319-337, 1999.
- DIAS, J.A. *A análise sedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos*. Universidade do Algarve, Faro, 2004.
- DIAS, P.L.S. (et al.). *Mid-Holocene Climate of Tropical South America: a model-data approach*. In: VIMEUX, F. (et al.) (orgs). *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions*. Vol. 14, 2009.
- DICKINSON, E. Ventos e desertos. In: PRESS et al. (org.). *Para entender a Terra*. 4ª ed. Artmed Editora, 2006.
- EIA-RIMA. Companhia de Energia Elétrica do Estado do Tocantins. Usina Hidrelétrica do Lajeado. Themag Engenharia, 1996.
- DIAS, A.S. *Sistemas de assentamentos e estilo tecnológico: uma proposta interpretativa para a ocupação pré-colonial do alto vale do rio dos Sinos, RS*. In: (Tese de Doutorado). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo. SP, 2003.
- DIAS, A.S. *Diversificar para poblar: El contexto arqueológico brasileño en la transición Pleistoceno-Holoceno*. In: *Complutum*, vol. 15: 249-263, 2004.

- EMBRAPA. EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. *Sistema brasileiro de classificação de solos*. 3.ed. Revisada e ampliada, Brasília, 2013.
- FAIRBRIDGE, R. Hysitermal. In: GORNITZ, V. (org.). *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*. 2009.
- FERRAZ-VICENTINI, K.R e SALGADO-LABOURIAU, M.L. *Palynological analysis of a palm swamp in Central Brazil*. In: *Journal of South American Earth Sciences*, vol.9, p.207-209, 1996.
- FERRAZ-VICENTINI, K.R. *História do fogo no Cerrado: uma análise palinológica*. In: (Dissertação de Mestrado), UNB, Departamento de Ecologia, 1999.
- FERREIRA, B. et al. *Depósitos eólicos inativos do sub-médio São Francisco, evidências de atividade eólica durante o Pleistoceno, Pernambuco, Nordeste do Brasil*. In: *Sociedade & Natureza*, 25, Uberlândia, pp. 363-378, 2013.
- FLORENZANO, T.G. *Iniciação em sensoriamento remoto*. SP: Oficina de Textos, 2007.
- FOLK, R. e WARD, W.C. *Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters*. In: *Journal of sedimentary*, vol. 27, n. 1, pp. 3 -26, 1957.
- FONTANA, S.L. (et al.). *Palaeoenvironmental changes since the Last Glacial Maximum: Patterns, timing and dynamics throughout South America*. In: *The Holocene*, p.1203-1206, 2012.
- FONT-ALTABA, M. *Atlas de mineralogia*. COUTINHO, N.P (trad.). Ed. especial revisada. Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, UFRJ, 1969.
- FRENCH, C. *Geoarchaeology in action: studies in soil micromorphology and landscape evolution*. In: Taylor and Francis e-Library, 2005.
- FRITZ, S.C. *The climate of the Holocene and its landscape and biotic impact*. In: *Tellus*, 2013.
- GIANNINNI (et al.). *Dunas e Paleodunas eólicas costeiras e interiores*. In: SOUZA, C.R.G (et al.) (orgs.). *Quaternário do Brasil*. Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2005.
- GOLDBERG, P e MACPHIL, R. *Practical and Theoretical Geoarchaeology*. In: Blackwell Publishing, 2006.
- GOMES, M.O. *Caracterização palinológica dos sedimentos Quaternários da bacia do rio Maracujá, Ouro Preto, MG*. In: (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal de Ouro Preto, Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, 2008.

- GORAYEB, P.S.S. (et al.). *Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: a late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust*. In: Journal of South American Earth Sciences: 45, 278-292, 2013.
- GOUDIE, A. Arid Climates and Indicators. In: GORNITZ, V. (org.). *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*. 2009.
- GREGÓRIO, M.N et al. *Variação sedimentar das praias do Pina e Boa Viagem, Recife (PE), Brasil*. In: Tropical Oceanography, Recife, v. 32, n. 1, pp. 39-52, 2004.
- GUEDES, C.F. (et al.). *Datação por luminescência opticamente estimulada: princípios e aplicabilidade nos depósitos sedimentares brasileiros*. In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA, 2011.
- HAFFER, J. *Speciation in Amazonian Forest Birds*. In: Science, New Series, Vol. 165, n. 3889, p. 131-137, 1969.
- HORÁK, I. *Relações pedológicas, isotópicas e palinológicas na reconstrução paleoambiental da turfeira da Área de Proteção Especial (APE) Pau-de-Fruta, Serra do Espinhaço Meridional, MG*. In: (Dissertação de Mestrado). USP-ESALQ, Piracicaba, 2009.
- HUNTLEY, D.J. (et al.). *Optical dating of sediments*. Nature 313:105–7, 1985.
- IANNUZZI, R. *Reavaliação da flora Carbonífera da Formação Poti, Bacia do Parnaíba*. In: (Dissertação de Mestrado). Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. (1994).
- IBGE. INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Base cartográfica do mapa geológico do estado do Tocantins*. Diretoria de Geociências - Projeto SIVAM, 2007.
- IRIONDO, M. *Climatic changes in South America plains: records of a continental-scale oscillation*. In: Quaternary International, p.93-112, 1999.
- ISNARDIS, A. Notas sobre a solidão das indústrias líticas. In: BUENO, L. e ISNARDIS, A. (orgs.). *Das pedras aos homens*. Belo Horizonte, MG: FAPEMIG; CAPES, 2007.
- JACOB, J. (et al.). *Paleohydrological changes during the last deglaciation in Northern Brazil*. In: Quaternary Science Reviews, p. 1004-1015, 2007.
- JONES, F.H. *Arquitetura de fácies, modelo deposicional e evolução estratigráfica do sistema eólico permiano do membro Caldeirão da Formação Santa Brígida*. In: (Dissertação de Mestrado). Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências. 2015.
- JESUS, L.V et al. *Parâmetros granulométricos dos sedimentos da praia dos Artistas – Aracaju (SE)*. In: Scientia Plena, v.9. n.5, 2013.
- KIPNIS, R. E SCHEEL-YBERT. Arqueologia e Paleoambientes. In: SOUZA, C.R.G. (et al.). *Quaternário do Brasil*. (orgs.). Ed. Holos, 2005.

- LADEIRA, F.S.B. e SANTOS, M. *O uso de paleossolos e perfis de alteração para a identificação e análise de superfícies geomórficas regionais: o caso da serra de Itaqueri (SP)*. In: Revista Brasileira de Geomorfologia, ano 6, n.2. 2005.
- LANCASTER, N. Desert dune process. In: THOMAS, D.S.G. *Arid Zone Geomorphology: process, form and change in dryland*. 3 ed. John Wiley & Sons, 2011.
- LATRUBESSE, E.M. (et al.). *Grandes sistemas fluviais: uma visão geral*. In: Revista Brasileira de Geomorfologia, ano 6, n.1, 01-18, 2005.
- LATRUBESSE, E.M e NELSON, B.W. *Evidence for Late Quaternary aeolian activity in the Roraima - Guyana Region*. In: Catena 43, p. 63-80, 2001.
- LEDRU, M.P. *Late Quaternary Environmental and Climatic Changes in Central Brazil*. In: Quaternary Research, p. 90-98, 1993.
- LEDRU, M.P. (et al.). *The last 50.000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate*. In: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, p. 239-257, 1996.
- LEDRU, M.P. (et al.). *Tropical climates in the game of two hemispheres revealed by abrupt climatic change*. In: Geological Society of America, v. 30, n. 3, p. 275-278, 2002.
- LEDRU, M.P. (et al.). *Millenial-scale climatic and vegetation changes in a northern Cerrado (Northeast, Brazil) since the Last Glacial Maximum*. In: Quaternary Science Reviews, p. 1110-1126, 2006.
- LEPSCH, I. *19 Lições de Pedologia*. Editora: Oficina de Textos, 2011.
- LEVIN, N. et al. *Topographic information of sand dunes as extracted from shading effects using Landsat images*. In: Remote Sensing of Environment, p.190-209, 2004.
- LIMA, M.I.C. *Análise de drenagem e seu significado geológico-geomorfológico*. PA, 2002.
- LIMA RIBEIRO, M.S. (et al.). *Reconstrução da composição florística no decorrer dos últimos 32.000 anos AP em áreas de Cerrados da bacia hidrográfica do rio Meia Ponte, Goiás, Brasil*. In: IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2003.
- LIVINGSTONE, I. e WARREN, A. *Aeolian Geomorphology: an introduction*. Harlow, Longman, 1996.
- LORENTE, F.L. (et al.). *Análise palinológica da Vereda da Fazenda Urbano, município de Buritizeiro, Minas Gerais, Brasil*. In: Geonomos, p. 57-72, 2010.
- MACEDO, R.J.A. (et al.). *Transporte de sedimentos e variação da linha de costa em curto prazo na praia de Maracaípe (PE), Brasil*. In: Journal of Integrated Coastal Zone Management, 2012.

- MAHOWALD, N. (et al.). *Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climates: a comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments*. In: Journal of Geophysical research, vol. 104, p.15895-15916, 1999.
- MARCONDES, A.C. *Sedimentologia e morfologia da Bacia do Pina, Recife-PE*. In: (Dissertação de Mestrado). Centro de Tecnologia e Geociências - Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar e Ambiental. Recife, PE, 2009.
- MARTINS, L.R. *Recent sediments and grain-size analysis*. In: Gravel, n.1, Porto Alegre, pp. 90-105, 2003.
- MASON, J.A. (et al.). *Limited change in dune mobility in response to a large decrease in wind power in semi-arid northern China since the 1970S*. In: Geomorphology, 102, 351-363, 2008.
- MAYEWSKI, P.A. (et al.). *Holocene climate variability*. In: Quaternary Research, p. 243-255, 2004.
- MELO, M.L.D e MARENGO, J.A. *Simulações do clima do Holoceno médio na América do Sul com o modelo de Circulação Geral da Atmosfera do CPTEC*. In: Revista Brasileira de Meteorologia, v. 23, n.2, p.190-204, 2008.
- MENDES, D. (et al.). *Geocronologia por LOE de depósitos da porção sul da Nhecolândia, Mato-Grossense*. In: XIV Congresso da ABEQUA, 2013.
- MENDES, L.A.S. *Estudo Palinológico de um testemunho holocênico da Ilha do Bananal (TO)*. In: (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal do Tocantins, Pós-Graduação em Ecologia de Ecótonos, Porto Nacional (TO), 2013.
- MENDONÇA, F. e DANNI-OLIVEIRA, I.M. *Climatologia: noções básicas e climas do Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2007.
- MEYER, K.E.B. (et al.). *Paleoclima e Paleoambiente do Cerrado durante o Quaternário com base em análises palinológicas*. In: Paleontologia: Cenários de vida - Paleoclimas, 2014.
- MIALL, A.D. *The geology of fluvial deposits: sedimentar facies, basin analysis and petroleum geology*. Berlin: Springer, 582 p., 1996.
- MORAIS, E.S. *Evolução da planície de inundação e confluência do rio Ivaí e rio Paraná na região do Pontal do Tigre, Icaraima-PR: uma abordagem geomorfológica*. In: (Dissertação de Mestrado) - Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, 2010.
- MORALES, W. *Um estudo de arqueologia regional no médio curso do rio Tocantins, TO, Planalto Central Brasileiro*. In: Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia, SP, pp. 69-97, 2005.

- MOUNTNEY, N.P. Eolian Facies Models. In: *Facies Models Revisited* (Eds H. Posamentier and R.G. Walker). *SEPM Mem.*, 84, 19-83, 2006.
- MOURA, M.T.T. *A evolução do sítio arqueológico Lapa do Boquete na paisagem cárstica do vale do rio Peruaçu: Januária (MG)*. In: (Dissertação de Mestrado). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Departamento de Geografia, USP, 1997.
- MUHS, D.R. e ZÁRATE, M. Late Quaternary Eolian Records of the Americas and Their Paleoclimatic Significance. In: *Interhemispheric Climate Linkages*. Ed. Vera Markgraf, 1999.
- OLIVEIRA, A. (et al.). *Estudo comparativo de simulações paleoclimáticas na região do Atlântico Sul*. In: *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 22, n. 1, p. 21-37, 2007.
- OLIVEIRA, E.R. *Aspectos da interação cultural entre os grupos ceramistas pré-coloniais do médio curso do rio Tocantins*. In: (Dissertação de mestrado). SP: MAE/USP, 2005.
- PAISANI, J.C. *Gênese de lamelas (“estruturas de dissipação”) associadas à evolução de paleoargissolos em rampa arenosa, Praia Mole (Ilha de Santa Catarina) / SC, Brasil: subsídios para uma interpretação paleogeomorfológica*. In: *Revista Brasileira de Geomorfologia*, ano 5, n. 1, 29-42, 2004.
- PAPALARDO DO CARMO, F. (et al.). *Análise palinológica de sedimentos do Quaternário tardio, a partir de 44.000 anos AP, na região Centro-Sul do Estado de Goiás*. In: IX Congresso da ABEQUA, 2003.
- PARIZZI, G. (et al.). *Genesis and environmental history of Lagoa Santa, southeastern Brazil*. In: *The Holocene*, p. 311-321, 1998.
- PESSENDA, L.C.R. (et al.). *The use of carbon isotopes (c3, c4) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in Central Brazil*. In: *Radiocarbon*, vol. 38, p. 191-201, 1996.
- PESSENDA, L.C.R. (et al.). *Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barrreirinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic*. In: *Quaternary Research*, p.183-193, 2004.
- PRADO, L.F. (et al.). *A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America*. In: *Climate of the Past*, p. 2117-2133, 2013.
- PREUSSER, F. (et al.). *Luminescence dating: basics, methods and applications*. In: *Quaternary Science Journal*, 57/1-2, p. 95-149, Hannover, 2008.
- PROUS, A. *O povoamento da América visto do Brasil: uma perspectiva crítica*. In: *Revista USP, São Paulo* (34): 8-21, junho-agosto-1997.
- PYE, K. e TSOAR, H. *Aeolian sand and sand dunes*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2009.

- QUEIROZ, G.L. (et al.). *Azimuth finder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural*. In: Revista do Instituto de Geociências - USP, v. 14, n.1, p.69-80, 2014.
- QUEIROZ, F.L.L e ROCHA, P.C. *Avaliação de sedimentos do leito no canal Curutuba/planície fluvial do alto rio Paraná, Mato Grosso do Sul, Brasil*. In: Revista Eletrônica da Associação dos Geógrafos Brasileiros – seção Três Lagoas, MS, 2010.
- RADAMBRASIL. *Projeto de Levantamento de Recursos Naturais*. Vol. 22, folha SC22 Tocantins, Rio de Janeiro, 1981.
- RACZKA, M.F. *Mudanças paleoambientais Quaternárias na região de Lagoa Santa, MG, Brasil: a Palinologia como subsídio para o entendimento do padrão de ocupação humana*. In: (Dissertação de Mestrado). Universidade de Guarulhos, Guarulhos, SP, 2009.
- RACZKA, M.F. (et al.). *Two paleoecological histories spanning the period of human settlement in southeastern Brazil*. In: Journal of Quaternary Science, p. 144-151, 2013.
- RESENDE, M. (et al.). *Pedologia: base para distinção de ambientes*. 5 ed. rev. Lavras: Editora UFLA, 2007.
- RODET, M.J. (et al.). *Reflexões sobre as primeiras populações do Brasil Central: Tradição Itaparica*. In: Habitus, v.9, n.1, p.81-100, 2011.
- RODRIGUES, R.M.M. *Estudo faciológico das Formações Longá e Poti (Famenniano e Tournasiano), na região de Floriano, oeste do Estado do Piauí*. In: (Dissertação de Mestrado). Centro de Tecnologia e Geociências, Programa de R.H. da ANP, Recife, PE, 2003.
- RUBIN, J.C.R. *Sedimentação Quaternária, contexto paleoambiental e interação antrópica nos depósitos aluviais do Alto Meia Ponte, Goiás (GO)*. In: (Tese Doutorado). Universidade Estadual Paulista (UNESP), Pós-Graduação em Geociências, Rio Claro-SP, 2002.
- SALGADO-LABORIAU, M.L. *Critérios e técnicas para o Quaternário*. SP: Edgard Blucher, 2007.
- SALLUN, A.E.M. (et al.). *Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência*. In: Revista Brasileira de Geociências - p.402-413, 2007.
- SANDER, C. *Geomorfologia da Planície aluvial do alto rio Branco em Roraima: dinâmica e processos evolutivos*. In: (Tese de Doutorado). Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Maringá, PR, 2015.
- SANTOS, J.O.S. (et al.). *Dunas gigantes e campos de areia*. In: Ciência Hoje (Paleoclimas da Amazônia), p. 22-25, 1993.

- SANTOS, L.J.C. e CASTRO, S.S. *Lamelas (bandas onduladas) em argissolo vermelho-amarelo como indicadores da evolução do relevo: o caso das colinas médias do Platô de Bauru (SP)*. In: Revista Brasileira de Geomorfologia, ano 7, n. 1, 2006.
- SANTOS, M.L. e STEVAUX, J.C. *Facies and architectural analysis of channel sandy macroforms in the upper Parana river*. In: Quaternary International, 72, 87-94, 2000.
- SANTOS, R.D. (et al.). *Manual de descrição e coleta de solos no campo*. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2013.
- SCHIFFER, M. *Archaeological context and systemic context*. In: American Antiquity. Vol. 37, n. 2, 1972.
- SCHIFFER, M. *Toward the identification of Formation Processes*. In: American Antiquity. Vol. 48, n. 4, 1983.
- SCHIFFER, M.B. *Behavioral Archaeology: principles and practice*. Equinox Publishing, 2010.
- SCHUMANN, W. *Guia dos minerais*. Disal Editora, Barueri, SP, 2008.
- SEPLAN. *Plano de Manejo do Parque Estadual do Jalapão*. Palmas, 2003.
- SGARBI, G.N.C. *Petrografia macroscópica das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas*. 2 ed. revisada e ampliada. Belo Horizonte: Editora UFMG, 2012.
- SHIMIZU, M.H. *Simulação do clima do Último Máximo Glacial: um experimento com um modelo estatístico-dinâmico*. In: (Dissertação de Mestrado). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE - Pós-Graduação em Meteorologia: São José dos Campos, 2008.
- SIFEDDINE, A. (et al.). *A 21.000 cal years paleoclimatic record from Caçó Lake, northern Brazil: evidence from sedimentary and pollen analyses*. In: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, p. 25-34, 2003.
- SÍGOLO, J.B. Processos eólicos e ação dos ventos. In: TEIXEIRA et al. (orgs). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2008.
- SILVA, A.C. (et al.). *Solos no topo da Serra de São José (Minas Gerais) e suas relações com o paleoclima no sudeste do Brasil*. In: Revista Brasileira de Ciência do Solo, p. 455-466, 2004.
- SOARES, A.P. (et al.). *Areiais e lagoas do Pantanal, Brasil: Herança paleoclimática?* In: Revista Brasileira de Geociências, vol. 33, 2003.
- STEIN, J.K. Deposits for archaeologists. In: STEIN, J.K. (org.). *Advances in Archaeological Method and Theory*. Vol. 11, pp.337-395, 1987.

- STEIN, J.K. A review of site formation process and their relevance to Geoarchaeology. In: GOLDBERG, et al. (orgs). *Earth Sciences and Archaeology*. 2001.
- STOKES, S. *Luminescence dating applications in geomorphological research*. In: *Geomorphology*, 29, p. 153-171, 1999.
- STRIKIS, N. (et al.). *Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-easter Brazil*. In: *Geology*, v. 39, p.1075-1078, 2011.
- SUGUIO, K. *Dicionário de Geologia Sedimentar e Áreas Afins*. RJ: Bertrand Brasil, 1998.
- SUGUIO, K. *Introdução à Sedimentologia*. Ed. Edgard Blucher, Ed. da USP, 1973.
- SUGUIO, K. et al. *Correlação sedimentológica de arenitos da Bacia do Paraná*. In: *Boletim IG, Instituto de Geociências, USP*, v. 5, pp. 85-116, 1974.
- SUGUIO, K. *Geologia sedimentar*. São Paulo: Ed. Edgard Blucher, 2003.
- SUGUIO, K. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais*. SP: Oficina de Textos, 2010.
- TCHAKERIAN, V.P. Paleoclimatic Interpretations from desert dunes and sediments. In: PARSONS, A.J e ABRAHAMS, A. (org). *Geomorphology of desert environments*. 2ª ed. 2009.
- THOMAS, D.S.G. *Arid Zone Geomorphology: process, form and change in dryland*. 3 ed. John Wiley & Sons, 2011.
- THOMAS, D.S.G. e BURROUGH, S.L. Climatic frameworks: legacies from the past. In: THOMAS, D.S.G. *Arid Zone Geomorphology: process, form and change in dryland*. 3 ed. John Wiley & Sons, 2011.
- TRIGGER, B.G. *História do pensamento arqueológico*. SERRA, O.T. (trad.). SP: Odysseus Ed., 2004.
- TUCKER, M.E. *Sedimentary rocks in the field*. 3 ed. John Wiley & Sons Ltd., 2003.
- URIARTE, A. *Historia del clima de la Tierra*. 2ª ed. 2010.
- VALERIANO, M.M. Dados Topográficos In: Florenzano. (org.) *Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais*. São Paulo: Oficina de Textos, pp. 72-104, 2008.
- VALDES, P.J. *South American paleoclimate model simulations: how reliable are the models?* In: *Journal of Quaternary Science*, p. 357-368, 2000.
- VARGAS, K. (et al.). *Extração de lineamentos para identificação de controles estruturais no município de Mauá da Serra - PR*. In: *Revista Equador*, vol. 4, n.3, Ed. especial, 2015.
- VAZ, P.T. (et al.). *A bacia do Parnaíba: boletim de Geociências da Petrobrás*. V. 15, n.2, pp. 253-263. 2007.

- VILLAGRAN, X.S. *Análise de arqueofácies na camada preta do sambaqui Jabuticabeira II*. 170 f. In: Dissertação (Mestrado em Arqueologia) – MAE-USP, 2008.
- VILLAGRAN, X.S. *Micromorfologia de sítios concheiros da América do Sul: arqueostratigrafia e processos de formação de sambaquis (Santa Catarina, Brasil) e Concheiros (Terra do Fogo, Argentina)*. In: Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica). 493 f. Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 2012.
- WAINER, I. (et al.). *Last Glacial Maximum in South America: Paleoclimate proxies and model results*. In: *Geophysical Research Letters*, vol. 32, L08702, 2005.
- WANNER, H. (et al.). *Mid- to Late Holocene climate change: an overview*. In: *Quaternary Science Reviews*, 1791-1828, 2008.
- WIGGS, G.F.S. *Sediment mobilisation by the wind*. In: THOMAS, D.S.G. *Arid Zone Geomorphology: process, form and change in dryland*. 3 ed. John Wiley & Sons, 2011.
- YOUNG, C.G.K. *Estratigrafia de alta resolução da Formação Pimenteira (Devoniano, Bacia do Parnaíba)*. In: (Dissertação de Mestrado). 213 f. Pós-Graduação Geologia, UFRJ, 2006.
- ZANCOPE, M.H.C. *Estudo dos padrões de canal fluvial do rio Mogi Guaçu/SP*. (Dissertação de Mestrado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas - UNESP, 2004.

Fontes Eletrônicas

- INMET. Instituto Nacional de Meteorologia. *Banco de dados meteorológicos para ensino e pesquisa*. In: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep>
- HIDROWEB. 2013. *Dados hidrológicos*. In: <http://hidroweb.ana.gov.br/>
- ISA. *Povos indígenas no Brasil*. In: <http://pib.socioambiental.org/pt/povo/xerente>
- SONDA-INPE. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Sistema de organização nacional de dados ambientais - *Dados estação meteorológica*. Disponível em: <http://sonda.ccst.inpe.br/basedados/palmas.html>
- IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. *Base cartográfica*. Disponível em: <http://mapas.ibge.gov.br/fisicos>
- SEPLAN. Secretaria de Planejamento e da Modernização da Gestão Pública. *Zoneamento Ecológico-Econômico - Bases vetoriais*. Disponível em: <http://www.seplan.to.gov.br/Portal/governo/geo/bases-vetoriais>
- SIAGAS-CPRM. Sistema de Informações de Águas Subterrâneas. *Poços tubulares*. Disponível em: http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/pesquisa_complexa.php
- TOPODATA-INPE. 2013. *Banco de dados geomorfométricos do Brasil*. Disponível em: <http://www.dsr.inpe.br/topodata/acesso.php>

ANEXOS

anexo 1

FICHA DE ABERTURA E FECHAMENTO DE ESCAVAÇÃO

NW	NE	Sítio: Quadra: Altura Topo: Altura Base: Responsável: Cor do sedimento – topo: Textura sedimento – topo: Data-Início: ;Término:
----	----	--

SW
0

SE
100 cm.

50
escala 1:10
Legenda:

- ☐ cerâmica
- ◆ lítico
- carvão
- ★ fauna

- limite de sedimento (marcado)
- - - - limite de sedimento (difuso)
- ⊗ bioturbação
- △ osso humano

Quantidade e Número das Fotos:

Quantidade e Número de Croqui:

Observações Gerais e Sequência Estratigráfica:

Elaboração: Bueno, 2015.

FICHA DE NÚMEROS DE PROVENIÊNCIA

Sítio: _____ Sigla: _____

Data: _____ Resp: _____

N. P.	Localização	Nível	Coleta	Vestígio	Descrição/ Associação

Elaboração: Bueno, 2015.

anexo 2

FICHA DE DESCRIÇÃO DO PERFIL DO SOLO

HORIZONTE – (I) identificação, (P) profundidade e (E) espessura:
TRANSIÇÃO ENTRE HORIZONTES (grau e forma):
Cor:
Textura:
Estrutura:
Consistência:
Porosidade:
Feições, atividades biológicas, outras observações: