

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS, LETRAS E ARTES
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – CURSO DE MESTRADO

MAYRA STEVANATO

CARACTERIZAÇÃO PALEOBIOGEOGRÁFICA DE PALEOSSOLO EM INÁCIO
MARTINS-PR COM BASE EM DADOS *PROXY*

MARINGÁ

2018

MAYRA STEVANATO

**CARACTERIZAÇÃO PALEOBIOGEOGRÁFICA DE PALEOSSOLO EM INÁCIO
MARTINS-PR COM BASE EM DADOS *PROXY***

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia, área de concentração Análise Ambiental, do Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes da Universidade Estadual de Maringá.

Orientador: Dr. Mauro Parolin
Coorientador: Dr. Maurício Camargo Filho

MARINGÁ

2018

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
(Biblioteca Central - UEM, Maringá – PR., Brasil)

Stevanato, Mayra

S843C Caracterização paleobiogeográfica de paleossolo em
Inácio Martins-PR com base em dados Proxy/ Mayra
Stevanato. -- Maringá, 2018.

57 f. il., figs., color., tabs., mapas.

Orientador: Prof. Dr. Mauro Parolin.
Coorientador: Prof. Dr. Maurício Camargo Filho.

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de
Maringá, Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes,
Programa de Pós-graduação em Geografia, 2018.

1. Paleossolos. 2. Paleogeografia. 3. Dados
proxy. 4. Paleoambiente. 5. Quaternário. 6.
Fitólitos. I. Parolin, Mauro, orient. II. Camargo
Filho, Maurício, coorient. III. Universidade
Estadual de Maringá. Centro de Ciências Humanas,
Letras e Artes. Programa de Pós-Graduação em
Geografia. III. Título.

CDD 22. ED.561

Jane Lessa Monção CRB 1173/9

Dedico este trabalho aos meus pais, que sempre acreditaram e confiaram em mim.

E à Manuela, que antes mesmo de chegar ao mundo,

já tem me ensinado tanto!

AGRADECIMENTOS

Resultado do trabalho de muitas pessoas, esta pesquisa com toda certeza não se resume a mim. Diante do esforço de muitos, que direta ou indiretamente estiverem envolvidas nestes 2 anos de pesquisa, faço meus sinceros agradecimentos.

Primeiramente agradeço a Deus, pelo dom da vida e por me dar forças nesta trajetória, me iluminar e proteger em todos os momentos, colocando em meu caminho pessoas especiais que me ajudaram em cada etapa deste trabalho. Sem Ele nada seria possível.

Agradeço à minha família pelo apoio e amor incondicional.

À minha mãe, Aparecida Maria Bahia Stevanato, que nunca mediu esforços para que eu fosse em busca do meu melhor. Obrigada por ter sido mãe, professora, amiga e confidente em todos os momentos de minha vida.

Ao meu pai, Celso Stevanato, o primeiro incentivador à pesquisa e à geografia, que me acompanhou e ajudou em campos. Obrigada por me ensinar a lutar e não desistir de meus objetivos.

À minha irmã, Monique Stevanato do Lago e minha sogra, Vanda Reino, que sempre se fizeram presentes ajudando e incentivando em todos os momentos.

Ao meu companheiro de vida, Marcos Viniccius, que acompanhou os campos, as atividades de laboratório, as angústias, o medo, a ansiedade e a ausência. Que nunca mediu esforços para me ajudar no que fosse preciso, muito obrigada meu amor.

Ao meu Orientador Mauro Parolin, por todo apoio, incentivo, pela confiança e oportunidades não apenas na elaboração deste trabalho, mas de toda minha trajetória acadêmica. Por cada correção, orientação, conversa, agradeço por me fazer uma profissional e pessoa melhor.

Ao Professor Maurício Camargo Filho, meu Coorientador, por todos os ensinamentos e contribuições significativas para a elaboração desta pesquisa.

À toda a equipe do Laboratório de Estudos Paleoambientais da Fecilcam – LEPAFE: João Cláudio Alcantara, Leandro Luz, Mayara dos Reis Monteiro, Anne Karolyna, Thainá Pepino, Loyana Docio e Fernando H. Villwock por toda ajuda nos trabalhos de laboratório e partilha de conhecimentos.

À Giliane G. Rasbold, por toda ajuda, amizade, inspiração...pelas conversas entre um café e outro. Obrigada por estar presente em todos os momentos, por ser tão importante em minha vida acadêmica e pessoal.

À Dener Ciboto e Tiago Athaydes, por toda ajuda nos campos e trabalhos de laboratório, além disso, por serem grandes amigos.

Aos professores do colegiado de Geografia da UNESPAR de Campo Mourão, em especial a Ana Paula Colavite, Jefferson Crispim e Larissa Donato, meu muito obrigada pelo apoio e incentivo sempre.

Agradeço ao Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá, em especial à secretária Miriam de Carlos, por todo o incentivo e apoio.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico e CAPES pela concessão da bolsa de mestrado e financiamento da pesquisa.

A todos o meu MUITO OBRIGADA!

“O essencial é invisível aos olhos”
Antoine de Saint-Exupéry

RESUMO

A paisagem do tempo presente é o resultado de numerosos processos ocorridos no passado. Para se analisar os registros do passado de um determinado local, tais como a geomorfologia, a paleovegetação ou paleoclima, é possível a utilização de diversas ferramentas, como interpretação de dados geológicos, geomorfológicos, datações absolutas e análise de bioindicadores micropaleotológicos, também chamados de dados *proxy*. Com o objetivo de se analisar a paleobiogeografia de um perfil localizado no município de Inácio Martins, na Mesorregião do Centro-Sul Paranaense, este trabalho utilizou como dados *proxy* perfis de paleossolos e fitólitos. Realizou-se uma extensa revisão bibliográfica sobre os *proxys* utilizados, trabalhos de campo (análise sistêmica e coleta de amostras deformadas) e trabalhos laboratoriais (granulometria, extração de fitólitos, datação por ^{14}C). As assembleias de fitólitos possibilitaram a identificação de quatro fases distintas no perfil. A primeira fase correspondente ao Pleistoceno Superior (23.360 anos cal. AP), com baixa deposição de fitólitos, porém com presença de matéria orgânica. A segunda fase é compreendida provavelmente por um coluvionamento, apresentando alta taxa de degradação dos fitólitos e diminuição da matéria orgânica. A terceira fase correspondente a formação da segunda camada de Paleossolo durante o Último Máximo Glacial, datada em 17.663 anos cal. AP, tratando-se de um paleossolo cumulativo. Estima-se que a quarta fase tenha se formado durante a transição Pleistoceno/Holoceno, apresentando inicialmente características vegetacionais de clima seco e com maior aridez que o presente e evoluindo para um período com maior umidade e adensamento da vegetação, apresentando características próximas das atuais de umidade.

Palavras-chave: Paleoambiente; Quaternário; Fitólitos; Paleossolo.

ABSTRACT

The landscape of the present time is the result of numerous past processes. In order to analyze the past records of a given location, such as geomorphology, paleogeography or paleoclimate, it is possible to use several tools, such as interpretation of geological data, geomorphological data, absolute dates and analysis of micropaleontological bioindicators, also called data proxy. With the objective of analyzing the paleobiogeography of a profile located in the municipality of Inácio Martins, in the Meso-region of the Center-South Paranaense, this work used as proxy data profiles of paleosols and phytoliths. An extensive bibliographic review of the proxies used, fieldwork (systemic analysis and collection of deformed samples) and laboratory work (granulometry, phytolith extraction, ^{14}C dating) were carried out. The phytolith assemblies allowed the identification of four distinct phases in the profile. The first phase corresponds to the Upper Pleistocene (23,360 years cal. AP), with low phytolith deposition, but with organic matter present. The second phase is likely to be colluvionated, presenting a high rate of phytolith degradation and a decrease in organic matter. The third phase corresponding to the formation of the second layer of Paleosolum during the Last Glacial Maximum, dating to 17,663 cal years. AP, being a cumulative paleosol. It is estimated that the fourth phase had to form during the Pleistocene / Holocene transition, presenting initially vegetative characteristics of dry climate and with more aridity than the present one and evolving to a period with greater humidity and vegetation thickening, presenting characteristics close to the present one of moisture.

Keywords: Paleoambiente; Quaternary; Phytoliths; Paleosol.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1 - Fotografias representativas de um paleossolo exposto em corte de estrada..... | 13 |
| Figura 2 - Perfil esquemático de paleossolos na paisagem | 13 |
| Figura 3 -Mapa do Brasil com a distribuição dos trabalhos de paleossolo desenvolvidos entre 1980 e 2017..... | 15 |
| Figura 4 - Esquema do processo de formação dos fitólitos..... | 20 |
| Figura 5 - Processo de deposição dos fitólitos em solo..... | 21 |
| Figura 6 - Mapa do Brasil com a localização dos trabalhos realizados..... | 23 |
| Figura 7 - Localização do município de Inácio Martins – Paraná..... | 24 |
| Figura 8 – Local da coleta..... | 25 |
| Figura 9 - Serra da Esperança..... | 26 |
| Figura 10 - Perfil esquemático destacando um segmento de Floresta Ombrófila Mista..... | 27 |
| Figura 11 - Fotografia evidenciando a vegetação da área estudada..... | 27 |
| Figura 12 - Fotografias parciais do barranco, indicando o paleossolo estudado..... | 29 |
| Figura 13 - Fotografias das coletas das amostras deformadas..... | 29 |
| Figura 14 - Fotografias dos procedimentos laboratoriais..... | 32 |
| Figura 15 - Diagramas triangulares utilizados na classificação textural..... | 36 |
| Figura 16 - Esquema do perfil, indicando as unidades encontradas e os paleossolos..... | 37 |
| Figura 17 - Granulometria do perfil..... | 38 |
| Figura 18 - Triângulos texturais com a marcação da classificação textural do perfil estudado..... | 40 |
| Figura 19 - Fitodiagrama com os morfotipos de fitólitos e matéria orgânica..... | 41 |
| Figura 20 - Gráfico com dados de granulometria, matéria orgânica, índices fitolísticos e fitodiagrama..... | 42 |

LISTA DE QUADROS

| | |
|--|----|
| Quadro 1 - Principais tipos e características de fitólitos..... | 22 |
| Quadro 2 - Nitidez ou contraste da transição entre camadas de solos e sedimentos..... | 28 |
| Quadro3 - Localização e identificação das amostras destinadas à datação por ^{14}C | 38 |

SUMÁRIO

| | |
|---|----|
| 1. INTRODUÇÃO..... | 11 |
| 2. PALEOSSOLOS | 12 |
| 2.1 Aplicabilidade dos estudos de paleossolo | 14 |
| 2.2 Paleossolos do Brasil – Trabalhos desenvolvidos entre 1980 e 2017 | 15 |
| 3. FITÓLITOS | 20 |
| 4. MATERIAIS E MÉTODOS..... | 24 |
| 4.1 Área de estudo | 24 |
| 4.2 Protocolos de campo..... | 28 |
| Seção sistemática..... | 28 |
| Coleta de amostras deformadas | 29 |
| 4.3 Protocolos Laboratoriais..... | 30 |
| Extração dos fitólitos | 30 |
| Análise Granulométrica..... | 32 |
| Datação de Humina com ¹⁴ C | 33 |
| 5. RESULTADOS E DISCUSSÕES..... | 34 |
| Seção Sistemática | 34 |
| Análise granulométrica..... | 37 |
| Datações..... | 38 |
| Análise fitolítica | 39 |
| Índices fitolísticos..... | 41 |
| Análise das fases..... | 43 |
| 6. CONSIDERAÇÕES FINAIS | 48 |
| REFERÊNCIAS | 49 |

1 INTRODUÇÃO

Durante o período Quaternário, correspondente aos últimos 2 milhões de anos até o presente, ocorreram diversas mudanças em nosso planeta. Estas mudanças, de ordem natural, podem ser interpretadas hoje se analisarmos os registros sedimentares impressos ao longo do tempo.

Para se analisar os registros do passado de uma área, como sua geomorfologia paleovegetação ou paleoclima, é possível a utilização de diversas ferramentas, como interpretação de dados geológicos, geomorfológicos, datações absolutas e análise de bioindicadores micropaleotológicos, também chamados de dados *proxy*.

Apesar de ser um tema com diversos estudos, ainda há muito o que se estudar sobre este período em nosso país.

Paleossolos são descritos na literatura como indícios de mudanças climáticas. Deste modo, esta pesquisa busca confirmar a possível mudança paleoambiental ocorrente na região. Para isso, objetivou-se identificar a paleovegetação da região, relacionando as assembleias de fitólitos observados no solo, estabelecendo se houve ou não variação na cobertura vegetal, refinando esta análise com a utilização de isótopos estáveis do Carbono ($\delta^{13}C$) e Nitrogênio ($\delta^{15}N$), presentes na matéria orgânica do solo. Estes dados serão relacionados a dados paleoclimáticos e paleoambientais da região, e correlacionados ao padrão florístico e geomorfológico atual.

Neste sentido, a presente pesquisa tem por objetivo o estudo de um paleossolo localizado no município de Inácio Martins, na Mesorregião do Centro-Sul Paranaense, região na qual apresenta poucos trabalhos paleoambientais.

O trabalho foi dividido em três sessões. A primeira sessão apresenta o embasamento teórico para a realização da pesquisa, com uma extensa pesquisa bibliográfica sobre paleossolos, suas aplicações como ferramenta de estudos paleoambientais e sobre o estudo dos mesmo em nosso país. Nesta sessão também são apresentados dados sobre os estudos de fitólitos como dados *proxy*, suas aplicações, limitações, classificações e estudos realizados no Brasil. A segunda sessão destinou-se a caracterização da área de estudo e descrição dos protocolos de campo e laboratoriais. A terceira e última sessão apresenta os resultados da pesquisa.

2 PALEOSSOLOS

O solo pode ser interpretado como o produto do intemperismo químico, físico ou biológico ocorrente no ambiente. Para a Pedologia, ciência de estudo do solo, este se define como uma coleção de corpos dinâmicos, onde há a presença de vida, resultado de uma transformação do material que demandou certo tempo (LEPSCH, 2002). Diversas áreas estudam os solos, na geografia por exemplo, busca-se informações sobre a organização e formação da paisagem de um determinado espaço (TROPMAIR, 2006).

Dentre os estudos que envolvem os solos, encontra-se a paleopedologia (do grego paleo = antigo + pedos = solo) é a ciência que estuda os solos antigos. Estes, também chamados de paleossolos, são aqueles considerados evidências de antigos ambientes, contendo em sua estrutura registros referentes ao clima, vegetação, relevo e atividade pedogenética de sua formação (WRIGHT, 1992; KRAUS, 1992). A definição proposta pelo IBGE (2007) é a de que um paleossolo seja um solo formado em uma paisagem numa época passada e que foi posteriormente recoberto por sedimentos. Porém, é importante frisar que nem todo solo soterrado trata-se de um paleossolo, é necessário que este seja resultante de condições ambientais pretéritas, é necessário que tenha havido alterações ambientais (LADEIRA, 2010). Um paleossolo trata-se, portanto, de um testemunho de um ambiente passado, representando um paleoambiente muito distinto daquele que o sucedeu.

Segundo Pierini e Mizusaki (2007) paleossolo é um solo formado em condições passadas em superfícies estáveis, no qual não foi erodido devido a cobertura por sedimentação mais recente (Figura 1).

De forma simplificada, Andreis (1981) apresenta a distinção dos paleossolos em 3 grupos (Figura 3):

- Paleossolos relictos: Aqueles que não foram soterrados ou erodidos permaneceram expostos desde sua formação.
- Paleossolos exumados: Aqueles nos quais estiveram soterrados, preservando suas características pedológicas, e depois de um período de tempo foi reexposto por algum tipo de processo natural ou antrópico, como erosão de sua cobertura.
- Paleossolos soterrados: Aqueles que foram formados em um tipo de superfície e posteriormente recoberto por depósitos sedimentares.

Trabalhos anteriores ao de Andreis (1981) já haviam apresentado classificações para paleossolos, mas é em seu trabalho que esta classificação é exposta de forma melhor organizada e objetiva.



Figura 1 - Fotografias representativas de um paleossolo exposto em corte de estrada.

Fonte: Acervo da Autora

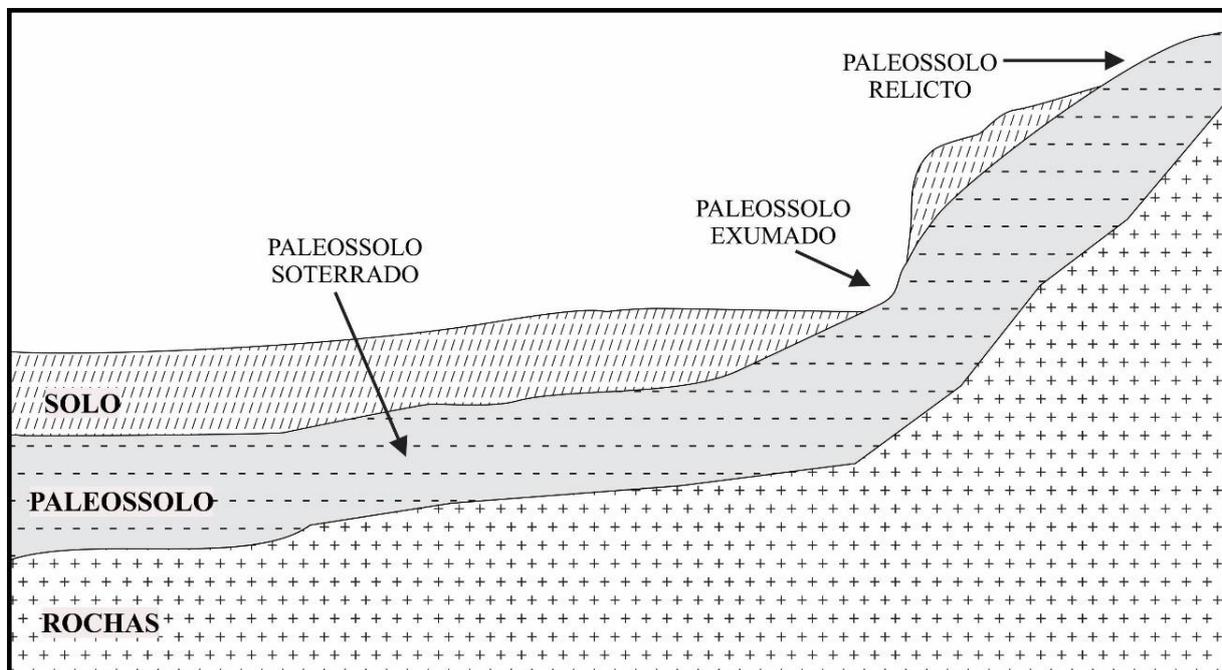


Figura 2 - Perfil esquemático de paleossolos na paisagem

Para a identificação de um paleossolo destacam-se três feições importantes: marcas de raízes, estruturas pedogenéticas e horizontes de solo (RETALLACK, 1990). Estas feições são consideradas diagnósticas uma vez que não são produzidas por processos diagenéticos. Dentre

estas três, destacam-se as marcas de raízes, que como apontado por Retallack (1988) são suficientes para a identificação, pois além de evidenciarem a presença de plantas, os formatos e bifurcações das raízes podem apontar dados sobre que tipos de plantas e drenagem ocorria neste solo.

2.1 Aplicabilidade dos estudos de paleossolo

Embora tenha-se registros em literatura de estudos de paleossolos desde 1795, com os trabalhos de James Hutton (1726 – 1797), é destacado também que os trabalhos Frank Leverett (1859-1943) em 1898, sejam precursores das pesquisas paleopedológicas. A partir do século XX as pesquisas na área aumentam e em 1971 ocorre a publicação do livro de Dan H. Yaallon, intitulado *Paleopedology: origin, nature and dating of paleosols*. Este livro significou um grande avanço para à área de pesquisa, pois apresenta diversas questões teórico conceituais sobre o tema, possibilitando a melhor delimitação do mesmo (LADEIRA, 2010).

Reconhecida como uma ciência com aplicabilidades distintas, a paleopedologia é uma ciência de caráter interdisciplinar (RETALLACK,1998). Este fato reflete no maior número de pesquisas na área, aumentando e se especializando a partir do final do século XX. No trabalho de Ladeira (2010) o autor cita diversos estudos nos quais percebe-se a diversidade disciplinar da aplicabilidade da paleopedologia. Entre eles está o uso para análises e reconstituições paleoambientais (ANDREIS, 1981; GOLDBERY, 1982, 1984; PETROV, 1991; RETALLACK, 1990, 1997A; SHELDON e TABOR, 2009), na caracterização de antigas atmosferas e paleoclimas (BOUCOT E GRAY, 1991; PARRISH, 1998; BRADLEY, 1999; SHELDON e TABOR, 2009), para correlações estratigráficas (WRIGHT, 1992; FIRMAN, 1994; KRAUS, 1999), como indicativo de antigas superfícies de relevo (ANDREIS, 1981; OLLIER, 1991; SCHAEFER e DALRYMPLE, 1995; OLLIER e PAIN, 1996; ZEESE, 1996; PILLANS, 2006), de certas concentrações minerais (petróleo, carvão, ferro, urânio, caulim, etc.) (ANDREIS, 1981; KRAUS, 1992; WILSON, 1983; FRIMEL, 2005), de processos pedogenéticos (ANDREIS, 1981; RETALLACK, 1990, 1997a), processos sedimentares (DAVIES e GIBLING, 2010), como indicativo de deriva continental (KUMAR, 1986, TARDY e ROQUIN, 1998), e na geoarqueologia (RETALLACK, 1991; HOLLIDAY, 1992; RAPP JR. e HILL, 1998; STEIN e FERRAND, 2001; FRENCH, 2003; GOLDBERG e MACPHAIL, 2006). Deste modo, os paleossolos podem ser entendidos como uma ferramenta importante para o entendimento da origem e evolução da paisagem (SILVA, 2011).

2.2 Paleossolos do Brasil – Trabalhos desenvolvidos entre 1980 e 2017

Pode-se dizer que as pesquisas de paleossolo são recentes no Brasil, sendo o primeiro trabalho referente ao tema desenvolvido em 1980. Na figura 3 é apresentado a distribuição dos trabalhos utilizando paleossolos no território nacional.



Figura 3 - Mapa do Brasil com a distribuição dos trabalhos de paleossolo desenvolvidos entre 1980 e 2017.

O mais antigo trabalho utilizando paleossolo no Brasil é o de Mabeoone e Lobo (1980) intitulado *Paleosols as stratigraphic indicators for the cenozoic history of*

northeastern Brazil publicado na revista *Catena*. Devido a raridade do artigo a autora não obteve acesso ao mesmo, não estando este pontuado no mapa apresentado anteriormente. Consecutivamente o trabalho de Santos (1986) um levantamento teórico sobre a importância dos paleoclimas na evolução do domínio costeiro do Rio Grande do Sul, no qual cita os paleossolos como sendo marcas das variações climáticas da região.

Os demais trabalhos publicados foram a partir da década de 2000. Em Paisani (2004) o autor apresenta resultados da utilização de diagrfias granulométricas no estabelecimento da lito e pedostratigrafia em uma rampa arenosa, situada no Balneário Praia Mole – Ilha de Santa Catarina, identificando-se 3 paleossolos. Também no estado de Santa Catarina Oliveira e Lima (2004) utilizaram o diagrama triangular de *Flemming* em estudo de sedimentos quaternários em cabeceiras de vale, para distinguir paleossolos, sedimentos com organização incipiente e sedimentos com melhor organização textural, possibilitando a análise faciológica de depósitos de articulação entre encostas e calhas fluviais através da definição de fácies proximais e distais.

Em Silva et al. (2004) foram realizadas datações radiocarbônicas (^{14}C) de dois perfis de solos do topo da Serra São José, Prados (MG), sendo um destes perfis um paleossolo datado em 32.220 ± 290 anos AP.

Em Ladeira e Santos (2005) é discutido a utilização de perfis de alteração como evidência de superfícies geomórficas de dimensões regionais, utilizando-se de um exemplo correspondente aos materiais relacionáveis com a Formação Itaqueri sobre a Serra de Itaqueri, onde encontram-se feições paleopedológicas remanescentes que caracterizam uma evolução complexa, envolvendo mudanças climáticas significativas, pulsos de movimentação tectônica distintos e diferentes eventos deposicionais. Em trabalho sequente, realizado no mesmo local, Santos e Ladeira (2006) realizaram o reconhecimento e análise de paleossolos e de feições tectônicas presentes, bem como suas inter-relações. Seguindo a linha de trabalhos de descrição de paleossolos, Dal' Bó e Ladeira (2006) realizaram a análise e descrição dos paleossolos inseridos nas seqüências sedimentares da unidade da Formação Marília no município paulista de Monte Alto em São Paulo.

A Formação Marília do Grupo Bauru tem expressiva ocorrência de registros de paleossolos, nos quais apresentam horizontes argílicos e carbonáticos com distintos graus de cimentação, constituindo-se calcretes em sua maioria. Isto propiciou o desenvolvimento de muitos trabalhos, envolvendo paleossolos, na região.

No trabalho de Dal' Bó et al. (2009) descreveu-se detalhadamente as características pedogênicas macro e microscópicas de quatro tipos de perfis de paleossolos com horizontes

cálcicos na Formação Marília. Em Dal' Bó, Basilici e Angélica (2010) foram descritos seis perfis de paleossolo, divididos em dois pedotipos. A análise dos fatores que controlaram a formação do solo revelou que ambos os pedotipos se formaram em uma paisagem estável provavelmente coberta por uma comunidade de plantas de baixa estatura, em que os solos tiveram tempo suficiente para desenvolver perfis muito maduros.

No mesmo ano, Fernandes (2010) apresenta resultados de estudo regional de calcretes e registros de paleossolos na Formação, em São Paulo e Minas Gerais. Dal' Bó e Basilici (2010) investigaram a gênese de feições que apontam a concentração de carbonato de cálcio e feições que indicavam a concentração de feições iluviais de ferro e argila, nos paleossolos da Formação Marília. Sequencialmente Dal' Bó e Basilici (2011) realizaram a caracterização paleopedológica e sedimentológica da mesma área visando o reconhecimento e a descrição de diferentes tipos/perfis de paleossolos e litofácies, a definição das características genéticas dos paleossolos e sedimentos, e a definição de fatores paleoambientais que condicionaram os momentos de sedimentação e paleopedogênese.

Silva, Batezelli e Ladeira (2015) determinaram o índice de intemperismo médio (m), de alteração geoquímica (CIA-K) e de morfologia (MI) para avaliar o grau de evolução dos paleossolos. Em trabalho seguinte Silva, Batezelli e Ladeira (2016) discutiram a aplicabilidade e as limitações do uso de estimativas de paleoprecipitação e paleotemperatura para os paleossolos da mesma área.

Nascimento, Ladeira, Batezelli (2016) discutem evidências diagenéticas e sua relação com características pedogênicas dos paleossolos, como estrutura, cimentação, nódulos e neoformação de minerais de argila utilizando os paleossolos carbonáticos da Formação Marília na unidade superior da Bacia de Bauru.

Também na Bacia Bauru, Fernandes e Basilici (2008) estudaram a transição entre as Formações Araçatuba e Vale do Rio do Peixe, transição esta formada por paleossolos que apresentam diferentes evoluções espaciais e temporais, localizados no topo da Formação Araçatuba.

Para a relaboração de trabalhos de reconstrução paleoambiental, alguns autores utilizam palinórfos aliados a paleossolos. Medeanik e Stevaux (2008) realizaram a análise da presença de partículas de pólen, esporos de plantas terrestres e partículas de carvão de dois perfis num horizonte de paleossolo com idade de 1.700 ± 70 anos AP, localizado na planície de inundação do rio Paraná, em Porto Rico – PR. Paisani et al. (2013) trazem resultados da aplicação simultânea das análises de isotópos do carbono do solo e de fitólitos na identificação de trocas de vegetação em paleovale no Planalto das Araucárias – PR/SC. Na

mesma região, Paisani et al. (2016) realizaram análises fitolíticas em sequência pedostratigráfica para compreender evolução vegetacional de paleocabeceira de drenagem na superfície geomórfica de Palmas/Água Doce.

Foram desenvolvidos mais trabalhos sobre paleossolos no Planalto das Araucárias, com contribuições em relação aos registros quaternários desta área de estudo. Guerra e Paisani (2013) descreve quatro seções estratigráficas, apresentando informações sobre a abrangência espacial e temporal da morfogênese e pedogênese, onde os paleossolos datados evidenciaram intensa fase de pedogênese, com formação de Neossolos Flúvicos, de 41.000 a 25.000 anos AP. Perreira e Guerra (2014) apresentam a caracterização da seção estratigráfica de uma cabeceira de drenagem. Na seção com 6 unidades estratigráficas, constituídas de Aluvio pedogeneizado, colúvios pedogeneizados e tecnógeno, constatou-se similaridade granulométrica e textural entre as unidades. Em Lima et al. (2017) foram comparadas uma seção estratigráfica do Planalto Sedimentar do Araripe com os elementos micromorfológicos, com o intuito de obter informações que auxiliem no reconhecimento de microfieções indicadoras de ambiente úmido.

Vasconcelos; Vasconcelos e Vasconcelos (2010) caracterizaram a distinção entre os dois biomas (Mata Atlântica e Cerrado) utilizando estudo das linhas de pedras sub-superficiais e dos paleossolos em Brumadinho- MG.

Os estudos de paleossolos em paleosuperfícies produziu subsídios para a pesquisa e prospecção mineral. Ribeiro (2009) faz a caracterização de paleosuperfícies e seus depósitos de alteração no vale do rio Ribeira em São Paulo, e mostra a sua relação com os depósitos de cobre e ferro existentes no local. Em trabalho seguinte, Riberio e Ribeiro (2010) utilizando estudos geomorfológicos, geológicos e químicos, caracterizam paleosuperfícies e seus depósitos de alteração e mostram a sua relação com os depósitos de cobre e ferro, também no vale do Ribeira.

Nos trabalhos de Camargo Filho et al. (2010), Camargo Filho et al. (2011) e Camargo Filho et al. (2016) foram estudados paleossolos situados na encosta Manjolo em Lapa –PR. Na média para baixa encosta há uma incisão (voçoroca) na qual foi exposto parte do pacote pedológico e sedimentar. Nas paredes da voçoroca foram identificados três níveis de paleossolos soterrados por aproximadamente 1,80m de sedimento, os quais foram sistematicamente descritos e amostrados. Deste modo, realizou-se uma rede de topossequências com o objetivo de identificar a distribuição tridimensional dos paleossolos e unidades pedossedimentares da encosta, sendo possível compreender os processos de sedimentação erosão que a encosta Monjolo foi submetida nos últimos 40 Ka. Além disto,

realizou análises de granulometria, topografia, descrições macro e mesoscópicas bem como datação por ^{14}C demonstram que o paleossolo da encosta tem mais de 40.000.

Batezelli, Ladeira e Assine (2014) realizaram estudos faciológicos e estratigráficos, abrangendo a faixa de afloramentos das formações Salto das Nuvens e Utiriti (Cretáceo Superior), no Estado do Mato Grosso com o intuito de compreender o quadro evolutivo dessa porção da placa sul-americana. Nestes estudos foram identificados paleossolos constituídos essencialmente por silcretes. Identificou-se níveis silicificados com espessura de até 8 metros intercalados à fácies de dunas.

Gross et al. (2011) em estudo da Formação Solimões, realizaram análises sedimentológica e isotópica de litofácies expostas ao longo dos rios Juruá e Tarauacá, entre estas, perfis de paleossolos. Os resultados obtidos indicam que durante o Mioceno Tardio, na região amazônica havia um sistema fluvial bem estruturado, descartando a hipótese da existência de um lago de longa duração ("Lake Pebas") e influência marinha no interior da Amazônia.

Além dos 34 trabalhos apresentados, há na literatura brasileira três artigos de revisão teórica sobre paleossolo: Pierini e Mizusaki (2007), Ladeira (2010) e Silva (2011). Estes trabalhos discutem o conceito de paleossolo e a aplicação deste, principalmente a trabalhos paleoambientais quaternários.

3 FITÓLITOS

Fitólitos ou silicofitólitos são partículas de sílica amorfa resultantes da absorção de ácido silícico (H_4SiO_4) do solo pelas plantas, sendo precipitadas entre as células e no interior das mesmas ao longo da vida das plantas (MEDEANIC et al., 2008, PIPERNO, 1988).

A figura 4 apresenta um esquema do processo de formação dos fitólitos, compreendendo a absorção do ácido silícico à precipitação do mesmo no tecido vegetal.

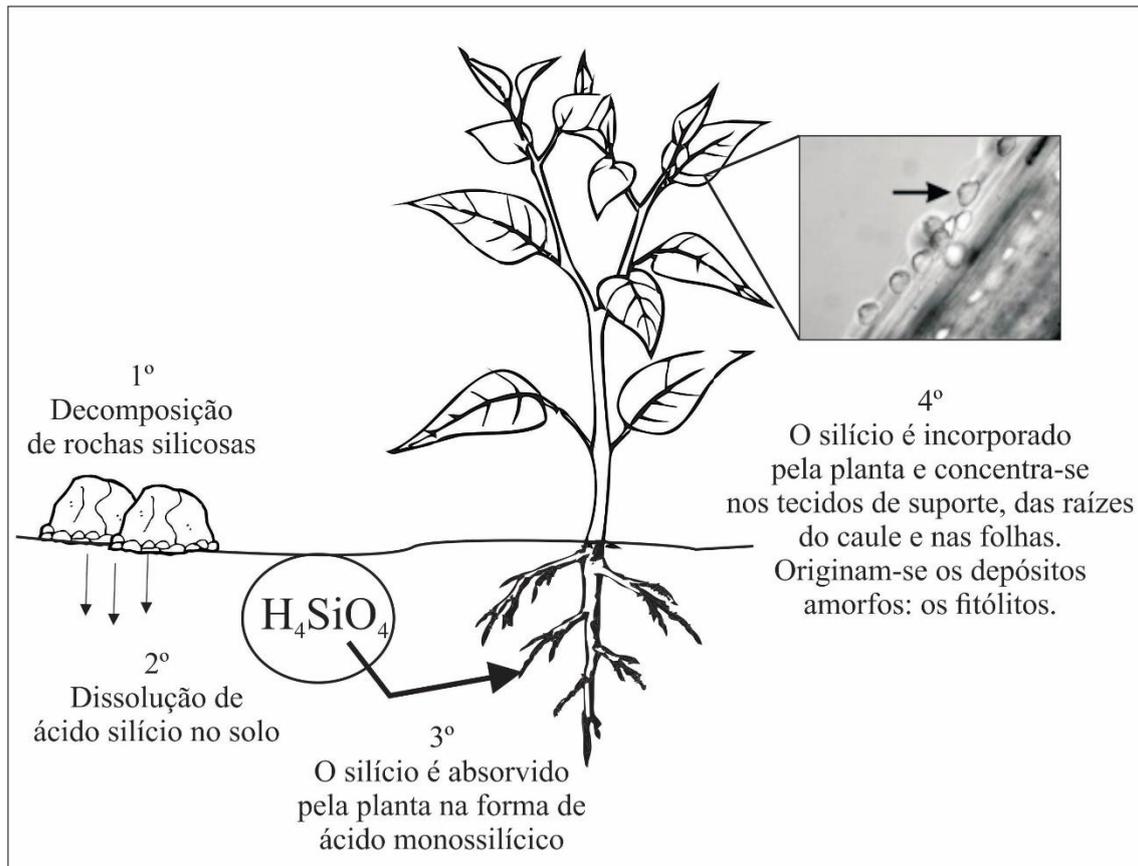


Figura 4 - Esquema do processo de formação dos fitólitos. Fonte da microfotografia: Monteiro, 2012.

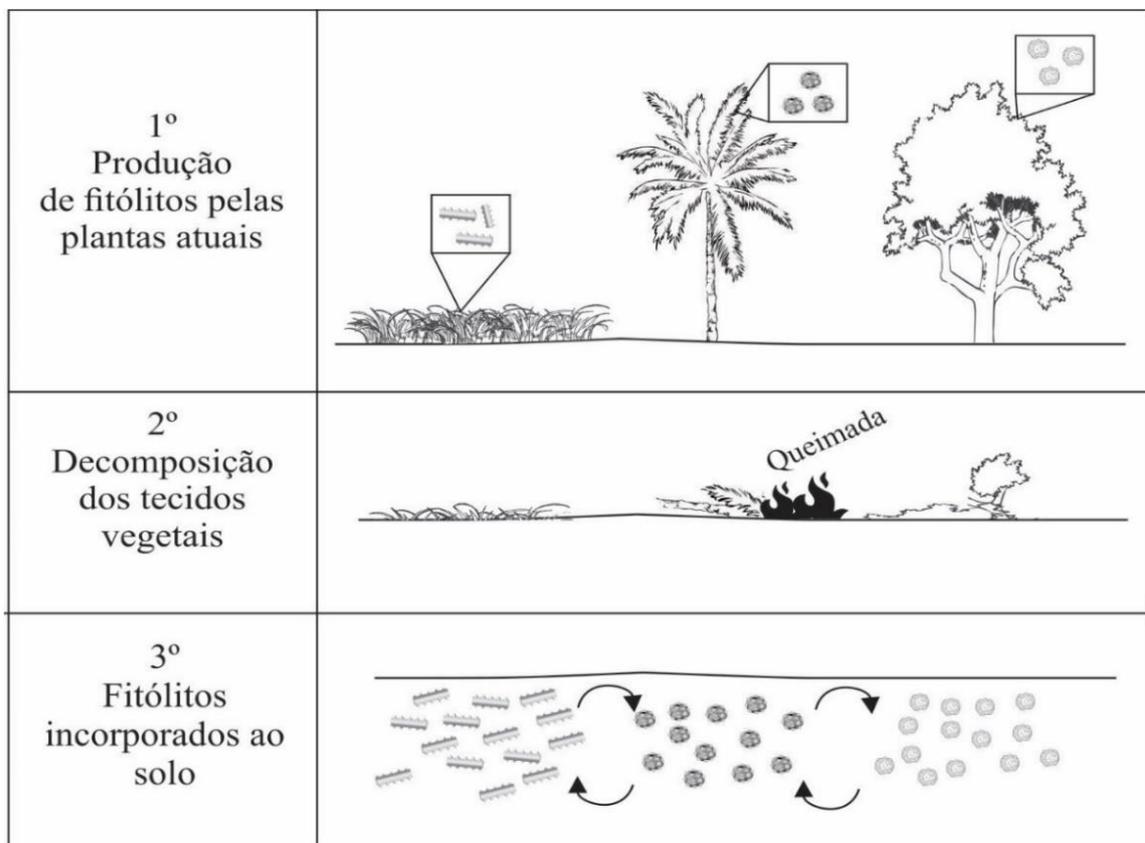
Os fitólitos estão presentes em diversas espécies de plantas e tem como função principal a sustentação e a proteção (BARBONI et al., 1999; MEDEANIC et al., 2008).

Os fitólitos conferem as plantas um suporte estrutural que a fortalece, minimizando os efeitos do estresses de natureza biótica e abiótica, tais como a amenização da perda de umidade, pois a sílica absorvida promove a redução na taxa de transpiração da planta (DAYANANDAM et al., 1983). De acordo com Lepsch et al. (2003) os fitólitos podem neutralizar substâncias absorvidas ou presentes no meio em que a planta cresce, tendo capacidade inclusive de neutralizar os efeitos nocivos de metais pesados.

Madella et al. (2005) aponta que a relação da produção dos fitólitos com a idade e gênero de uma planta. Algumas espécies de um gênero podem produzir pequenas ou grandes quantidades de fitólitos, enquanto outras espécies do mesmo gênero não o produzem.

Quanto aos formatos, sabe-se que a forma do fitólito assemelha-se a um “molde” da célula em que foi formado (OSTERRIETH, 2008). Baseado no trabalho de Madella et al. (2005), o quadro 1 apresenta informações sobre os principais tipos de fitólitos. Neste sentido, estudo realizado por Rovner (1971) apresentam limitações taxonômicas dos fitólitos, redundância e multiplicidade de suas formas. Uma mesma planta pode produzir várias morfologias, enquanto outras podem produzir um mesmo tipo morfológico. Entretanto, algumas formas podem ser especificamente relacionadas a uma família ou táxon, como é o caso do fitólito *Cone Shape*, característico de plantas da família Cyperaceae. (PIPERNO, 2009).

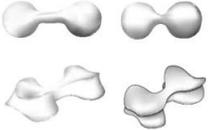
A composição dos fitólitos garante a estes durabilidade e resistência. Quando há a decomposição dos tecidos vegetais no solo, os fitólitos são preservados. Eles se mantêm inalterados em locais inóspitos para outros *proxies*, como os pólenes, tornando-se importantes registros das características da vegetação de origem do local que foram depositados (Figura



5).

Figura 5 - Processo de deposição dos fitólitos em solo.

Quadro 1. Principais tipos e características de fitólitos. Fonte: Coe (2009), adaptado por Luz et al (2015).

| Tipo | Táxon | Ambiente | Representação |
|--|---|---|---|
| Bilobate short cell (dumbbell) | Gramíneas sobretudo Panicoideae alta C4, também algumas Panicoideae C3; Chloridoideae, Arundinoideae e Bambusoideae | Quente úmido Áreas à sombra, sob o dossel de florestas tropicais |  |
| Saddle | Gramíneas sobretudo Chloridoideae baixas C4; algumas Bambusoideae C3, Arundinoideae C3 | Regiões secas de baixa latitude e altitude ou condições edáficas |  |
| Rondel (conical, circular) | Gramíneas sobretudo Pooideae C3, também Bambusoideae C3 | Regiões temperadas, frias e altas elevações intertropicais |  |
| <i>Elongate echinate long cell (elongate spiny)</i> | Gramíneas <i>long cells</i> de todas as gramíneas | |  |
| <i>Elongate psilate (elongate smooth)</i> | Gramíneas <i>long cells</i> de todas as gramíneas | |  |
| <i>Cylindrical polylobate</i> | Gramíneas predominam nas Panicoideae (C4 e C3) | Clima quente úmido |  |
| <i>Trapeziform short-cell</i> | Gramíneas Pooideae | Regiões temperadas, frias e altas elevações intertropicais |  |
| <i>Bulliform cell Cuneiform (fanshaped) Parallelepipedal</i> | Gramíneas (células buliformes de todas as epidermes) | |  |
| <i>Globular granulate (spherical rugose)</i> | Dicotiledôneas lenhosas (troncos de árvores e arbustos tropicais) | |  |
| <i>Globular psilate (spherical smooth)</i> | Dicotiledôneas (epidermes de folhas e parênquima) Gramíneas (raízes e sementes) | |  |
| <i>Globular echinate (Crenate spherical)</i> | Troncos e folhas das Arecaceae | |  |

Luz et al. (2015) apresentam a importância dos estudos de fitólitos como aportes para os estudos paleoambientais. A pesquisa apresenta a quantificação dos trabalhos com fitólitos,

contabilizando trabalhos paleoambientais, arqueológicos e descritivos de plantas atuais. Ao todo apresentam contabilizados 53 trabalhos realizados no Brasil entre 1966 e 2013. Atualizando este levantamento, selecionou-se os trabalhos sobre paleoambientes que utilizaram fitólitos como dado *proxy*, quantificou-se 45 trabalhos entre os anos de 1966 e 2017. A figura 6 apresenta a distribuição geográfica destes.

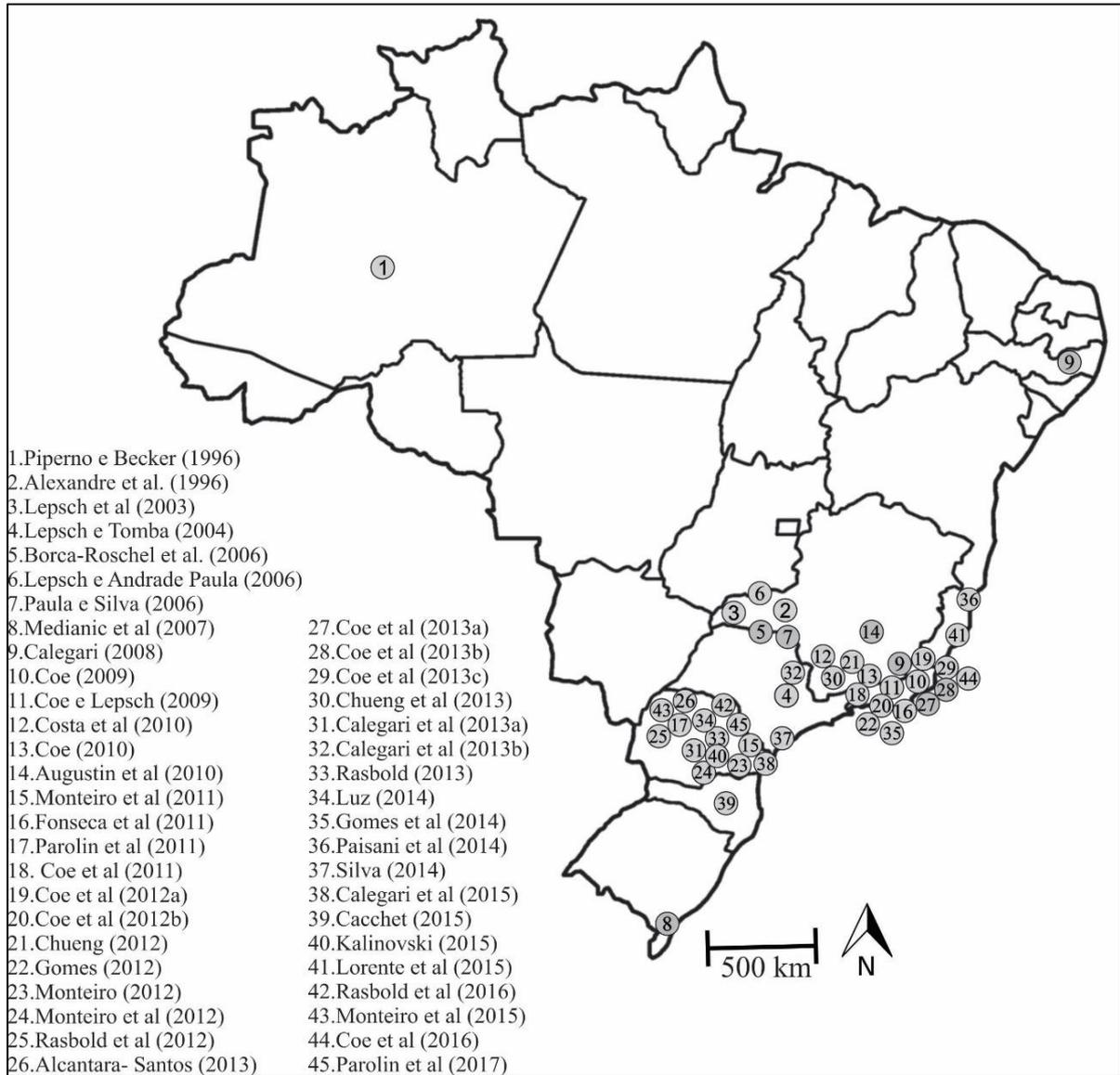


Figura 6- Mapa do Brasil com a localização dos trabalhos realizados, sobre fitólitos preservados em solo e/ou sedimentos. Adaptado de Luz et al (2015).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Área de estudo

A área de estudo encontra-se no perímetro municipal de Inácio Martins, localizado entre as coordenadas S25°34'16"; W51°04'44" (Figura 7). Este município limita-se com os municípios de Prudentópolis e Irati à norte, de Cruz Machado à sul, com Rio Azul e Mallet à leste e com Guarapuava e Pinhão à oeste. Fazendo parte da Microrregião de Guarapuava na Mesorregião do Centro-Sul Paranaense.



Figura 7 - Localização do município de Inácio Martins – Paraná, com destaque para a localização do paleossolo estudado.

O ponto amostrado localiza-se a média encosta, em um corte de estrada, localizada na rodovia PR-364 no km 153, (25°29'25,6"S;51°11'32,2"O) (Figura 8).



Figura 8 – Local da coleta; A- Imagem de satélite; B- composição panorâmica do perfil (25°29'25,6"S;51°11'32,2"O).Fonte: Google Earth®; Acervo do autor.

Esta rodovia foi pavimentada recentemente (2016 e 2017), e durante as obras o paleossolo estudado foi exposto, ficando visível em várias partes da encosta da estrada.

A área pesquisada localiza-se no reverso da Escarpa da Esperança (Figura 9), limite oriental da Formação Serra Geral no estado do Paraná, onde as altitudes podem atingir 1.300 metros (LIMA, 2009). A Formação Serra Geral (Grupo São Bento) é composta predominantemente de rochas oriundas dos derrames basálticos com intercalações de material sedimentar (MINEROPAR, 2006). Os solos predominantes da região são Latossolos Brunos, Neossolos Litólicos ou Regolíticos, Cambissolos Háplicos ou Húmicos e Nitossolos Brunos (RIBAS, 2010).

A paisagem desta região é composta por morros nas porções pouco elevadas do terreno e colinas amplas e planas, que ficam restritas aos pontos mais elevados, sentido leste, em direção das bordas da Escarpa da Esperança (CAMARGO FILHO, 1997).

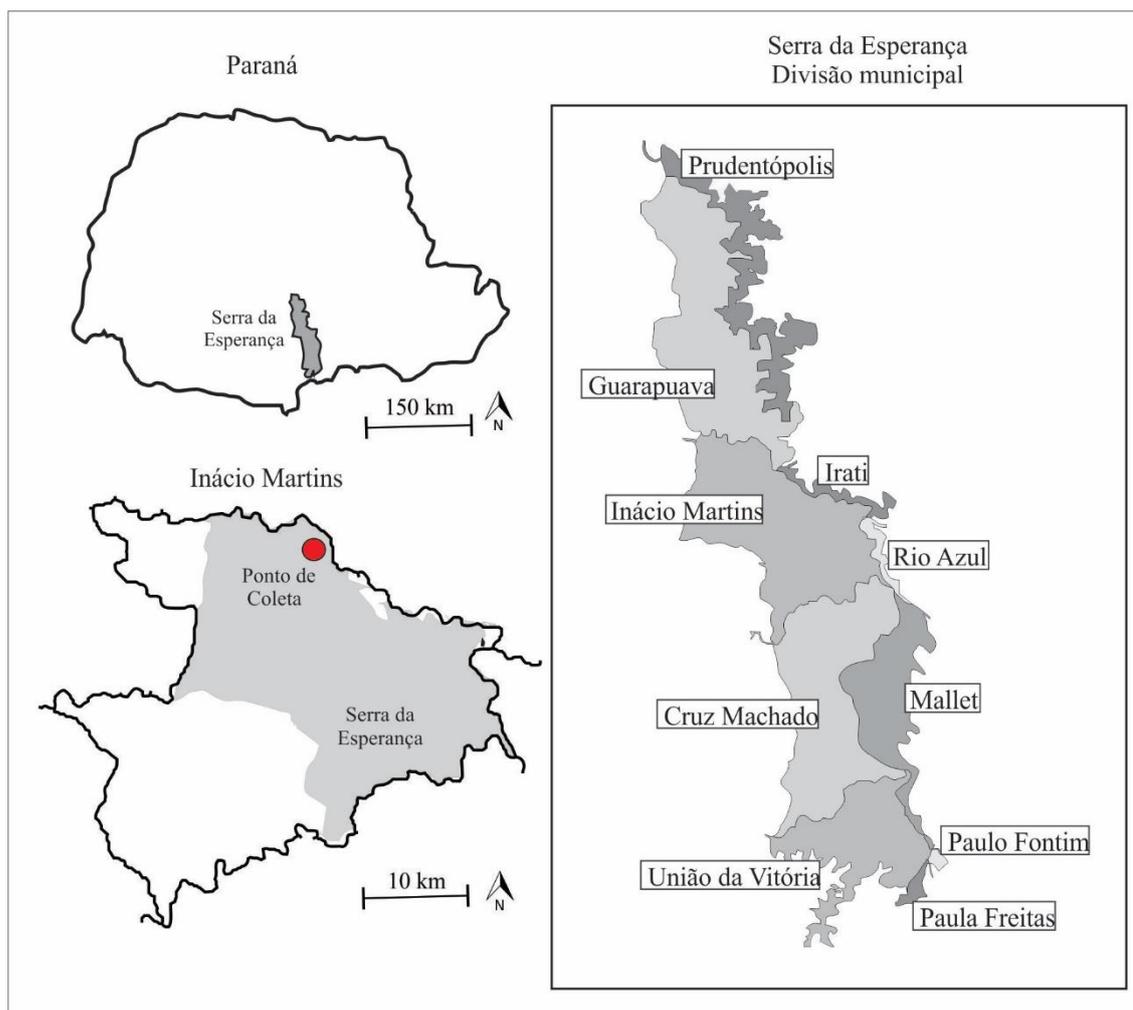


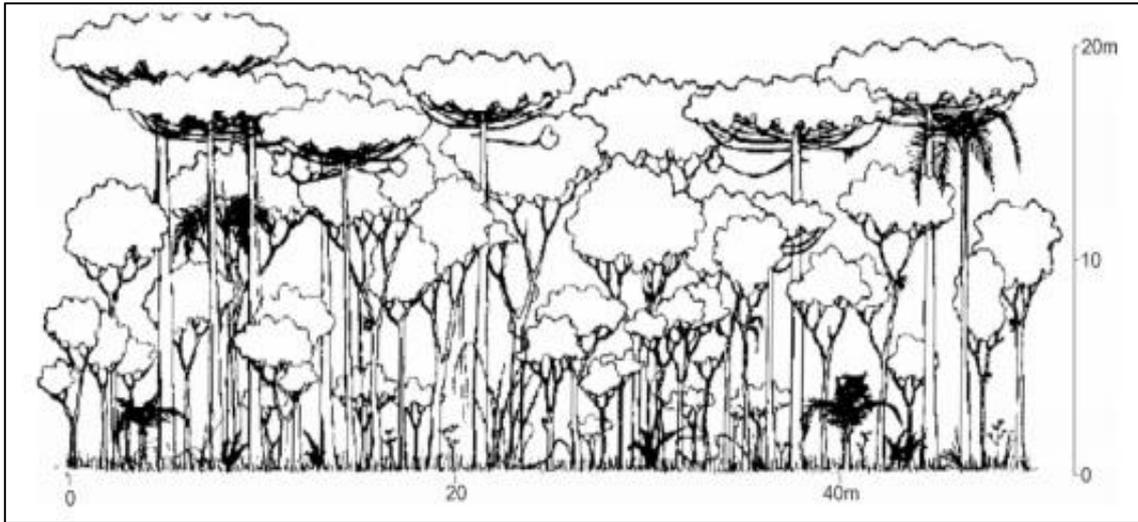
Figura 9 - Serra da Esperança, com destaque no estado do Paraná, no município de Inácio Martins – PR, e sua divisão por município. Fonte: IparDES (2008).

O clima da região é classificado como Cfb. A temperatura média apontada para o mês mais quente é de 22 °C, a temperatura média no mês mais frio é de 18 °C, sendo uma região caracterizada por verões frescos e invernos com geadas severas e frequentes. O índice de precipitação varia entre 1.800 e 2.000 mm anuais, distribuída ao longo de todo ano (INPE, 2017).

Segundo o IPARDES (2018), Inácio Martins é considerado o município mais alto do Paraná, apresentando altitudes acima de 1.200 metros, estando o ponto de coleta localizado à 1.067 metros de altitude.

As altitudes elevadas, chuvas durante todo o ano e a temperatura amena, são fatores importantes para a formação vegetacional de Inácio Martins, a formação fitogeográfica do município caracteriza-se pela Floresta Ombrófila Mista (ITCG, 2009).

Esse tipo vegetacional apresenta espécies da flora tropical e temperada, sendo associado à temperaturas baixas, fator importante para o desenvolvimento da espécie



Araucaria angustifolia (Bertol.) Kuntze, a qual forma um estrato contínuo acima de 30 metros de altura (Figura 10 e 11) (RODERJAN et al., 2002).

Figura 10 - Perfil esquemático destacando um segmento de Floresta Ombrófila Mista.
Fonte: Roderjan et al., 2002

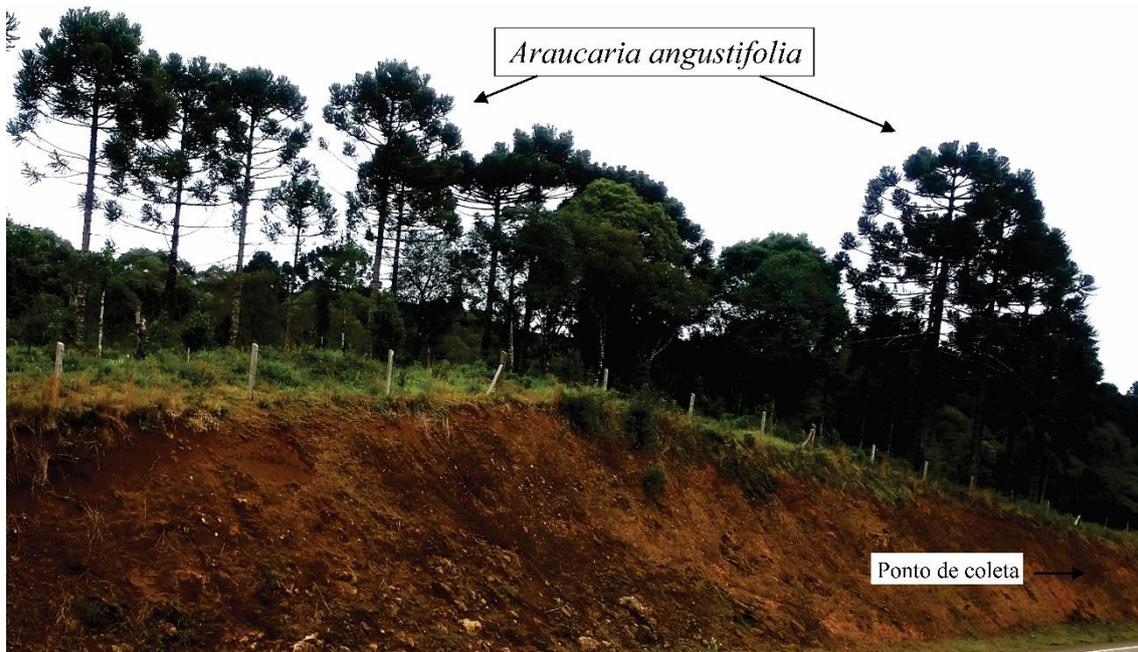


Figura 11 - Fotografia evidenciando a vegetação da área estudada.
Fonte: Acervo da autora

Parte desta vegetação se concentra na Área de Proteção Ambiental da Serra da Esperança, uma unidade de conservação de uso sustentável, localizada também nos municípios de Prudentópolis, Rio Azul e Mallet.

4.2 PROTOCOLOS DE CAMPO

Seção sistemática

Inicialmente realizou-se a limpeza do perfil, com a retirada de galhos secos e vegetação, de modo que o paleossolo pudesse ser reconhecido ao longo de toda a encosta.

Em seguida, elaborou-se uma seção sistemática, cujas medidas permitiram a verificação da espacialização bidimensional e descrição das camadas pedológico/sedimentares que compõem o perfil (Figura 12).

Realizou-se a medida da altitude do local de coleta utilizando GPS. A medição das camadas do paleossolo foi operada utilizando nível de mão, corda e fixadores em madeira. O emprego de nível ótico teve por finalidade fixar, na parede do afloramento, uma linha guia horizontal, que serviu como base para medição, vertical e horizontal, das unidades que compõem a seção sistemática. Este procedimento impediu possíveis interferências oriundas de ilusão de ótica durante as medições. Para separação das camadas, foram realizadas descrições, que consistiam na textura do material, cor, composição granulométrica, plasticidade, teor de umidade, presença ou ausência de resíduos orgânicos e fragmentos de minerais macroscópicos, além de outros atributos passíveis de serem observados à vista desarmada ou com auxílio de lupa de campo de 10 e 20 aumentos. As cores, porcentagem de mosqueamento e de grânulos e seixos foram descritas segundo a tabela de *Munsell Color Charts* e a transição entre as camadas de acordo com o quadro 2.

Quadro 2 - Nitidez ou contraste da transição entre camadas de solos e sedimentos.

| Denominação | Espessura |
|--------------------|--|
| Transição abrupta | Quando a faixa de separação é menor que 2,5cm |
| Transição clara | Quando a faixa de separação varia entre 2,5 e 7,5cm. |
| Transição gradual | Quando a faixa de separação varia entre 7,5 e 12,5cm |
| Transição difusa | Quando a faixa de separação é maior que 12,5cm |

Fonte: IBGE (1995, p. 25).

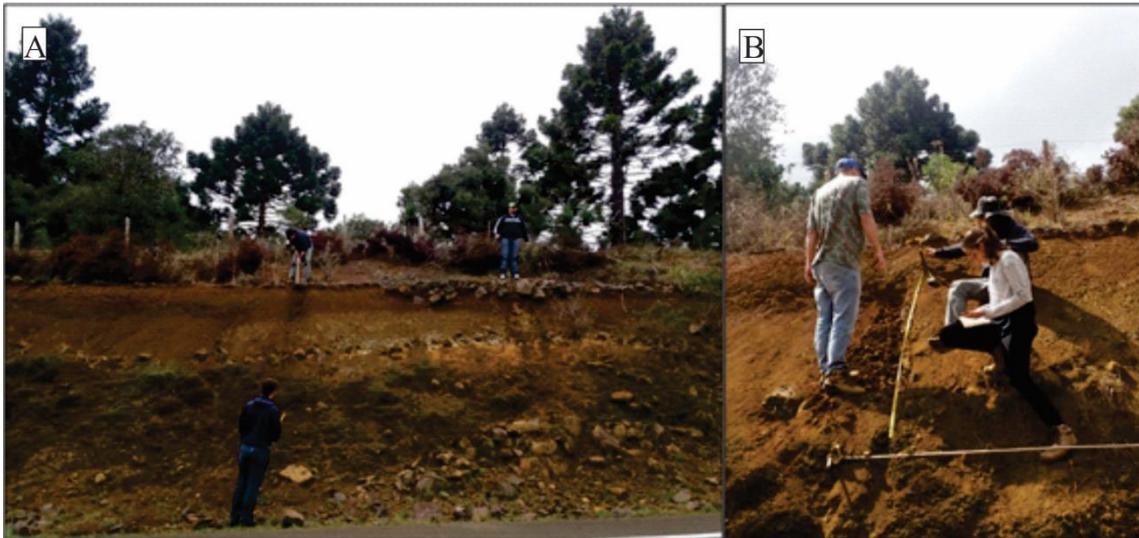


Figura 12 - Fotografias parciais do barranco, indicando o paleossolo estudado. A- Processo de limpeza; B- Medição e descrição das camadas.

Coleta de amostras deformadas

Para a coleta do material, determinou-se um ponto da vertente onde era possível a visualização de duas camadas de paleossolo, e neste ponto se realizou a abertura de uma janela vertical, com aprofundamento de 10 centímetros, utilizando uma enxada e pás, para possibilitar a retirada de amostras sem contaminação. Foram utilizadas luvas, sacos plásticos e pás, para a retirada de cerca de 500 gramas de material a cada 5 cm, partindo da base para o topo (Figura 13).



Figura 13 - Fotografias das coletas das amostras deformadas. A) Medição e registro das unidades; B) aprofundamento do solo para a coleta do material; C) Medição do perfil de 5 em 5 cm; D) Coleta do material, utilizando espátula e sacos plásticos.

4.3 PROTOCOLOS LABORATORIAIS

Extração dos fitólitos

A extração dos fitólitos do solo foi realizada no Laboratório de Estudos Paleoambientais da Fecilcam – Lepafe, de Campo Mourão – Paraná. Para a realização do procedimento utilizou-se tratamento químico, segundo adaptação da metodologia de Monteiro (2015): a) as amostras foram secas em estufa a 40°C, por 12h; b) o material seco foi desagregado em almofariz de porcelana; c) 10g do material desagregado foram depositados em um cadinho de porcelana, nos quais foram levados para mufla a 500°C por 5h, para a remoção da matéria orgânica; d) Após as 5 horas na mufla, resfriou-se o material e depositou-se em um Becker, foram acrescentados em seguida 100ml de ácido clorídrico (HCl) e aqueceu-se em chapa aquecedora a 50°C, por 20min; e) lavou-se o material com água destilada por centrifugação a 1000 RPM por 5 minutos, para neutralização do pH; f) Para remoção da fração argila utilizou-se sifonamento, a partir de 10 agitações a cada 10 minutos f) secou-se novamente material em estufa à 110°C; g) adicionou-se cloreto de zinco (densidade 2,5g/cm³) ao material seco e agitou-se com bastão de vidro; h) centrifugou-se o material por 3min recuperando o sobrenadante; i) lavou-se o material sobrenadante com água destilada e centrifugação até que as amostras não estivessem mais oleosas; j) preparou-se lâminas fixas com 50µl da amostra, sendo fechadas com Entellan® e lamínulas (Figura 14). As lâminas confeccionadas para o estudo encontram-se catalogadas e armazenadas no Lepafe sob os códigos: C23L288, C23L289, C23L290.

A identificação dos morfotipos teve como base a coleção de referência do Lepafe e em trabalhos sobre fitólitos atuais (PIPERNO, 2006; MADELLA et al., 2010; RAITZ et al., 2015) e nomeados e classificados conforme a *International for Phytolith Nomenclature* (MADELLA et al, 2005).

Foram observados diversos morfotipos com graus de degradação química e física, muitos deles com graus que comprometeram a identificação, para tal, contou-se todos os morfotipos observados em 2 transectos por lâminas e separou-se em duas categorias, i) classificáveis, aqueles onde mesmo com sinais de degradação foi possível a identificação; ii) não classificáveis, nos quais o grau de degradação impossibilitou a identificação do morfotipo. Após a contagem realizou-se o cálculo de porcentagem.

Para a determinação da assembleia de fitolítica foram contados e identificados os fitólitos classificáveis em três transectos em três lâminas, para a estimativa da concentração somou-se todos os fitólitos classificáveis. Os resultados foram tabulados e expressos em

forma de gráfico produzido pelo *software Tilia Graph*®. Foram calculados índices de fitólitos, para auxiliar no entendimento dos paleoambientes. Sendo estes:

Densidade da cobertura arbórea (D/P): elaborado por Alexandre et al. (1997), corresponde ao número de fitólitos característicos de Dicotiledôneas lenhosas (D = Globular granulate e/ou Globular rugose) pelo número de fitólitos de Poaceae (P = Bilobate, Cross, Saddle, Acicular hair, Trapeziform, Trapeziform short cell, Polylobate e Rondel):

$$D/P = \frac{\text{Globular granulate}}{\text{Bilobate short cell} + \text{Cross} + \text{Saddle} + \text{Acicular}}$$

Valores elevados da razão D/P podem indicar o predomínio de elementos arbóreos, refletindo uma vegetação florestal. Dessa forma, valores baixos da razão D/P indicariam o predomínio de gramíneas e conseqüentemente uma vegetação predominantemente herbácea.

Adaptação à aridez (Iph): proposto por Twiss (1987), indica a adaptação da vegetação a climas secos. Sendo que resultados elevados (>20-40%) refere-se a condições quentes e secas, enquanto resultados baixos (<20-40%) indicam clima quente e úmido:

$$Iph (\%) = \frac{\text{Saddle}}{\text{Saddle} + \text{Cross} + \text{Bilobate short cell}} \times 100$$

Estresse Hídrico (Bi): proposto por Bremond et al. (2003), permite estimar a aridez do ambiente em que uma assembleia de fitólitos é calculado a partir da porcentagem dos fitólitos do tipo *Bulliform Cuneiform* (presente em gramíneas que foram submetidas a elevadas taxas de evapotranspiração) e à soma dos morfotipos *short cells* (*bilobate*, *cross*, *saddle* e *rondel*, característicos de Poaceae) através da equação:

$$Bi = \frac{\text{Bulliform}}{\text{Short cell} + \text{Bulliform} + \text{Acicular}} \times 100$$

Altos valores do índice Bi podem indicar estresse hídrico local ou alta taxa de transpiração. No Brasil, valores de Bi entre 11% e 81% foram registrados para áreas costeiras do estado do Rio de Janeiro (COE et al. 2013, 2014a).

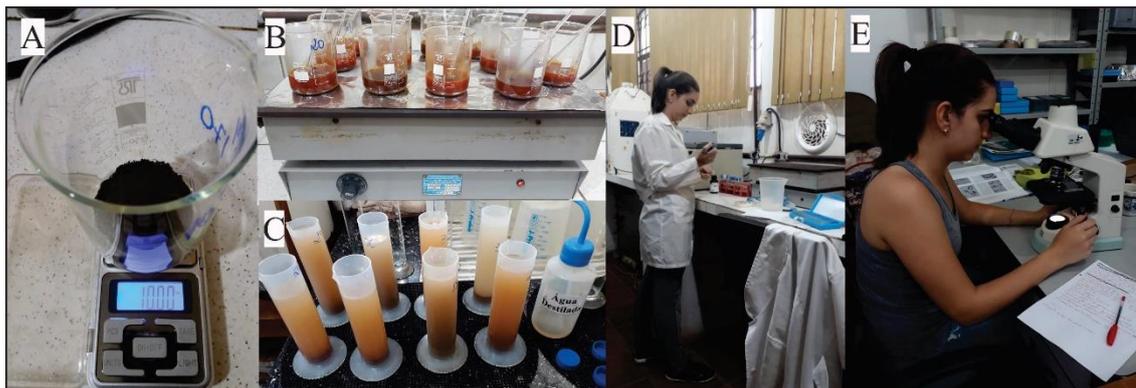


Figura 14 - Fotografias dos procedimentos laboratoriais. A- Pesagem das amostras; B- Aquecimento das amostras; C- Retirada de material sobrenadante; D- Preparação de lâminas e E – Análise microscópica.

Análise Granulométrica

As análises granulométricas foram realizadas no Laboratório de Análises Ambientais e Agronômicas – ACQUASOLLUS, de Campo Mourão. Utilizou-se da metodologia proposta por Bouyoucos (1926): a) Acrescentou-se 25 g de TFSA (Terra Fina Seca ao Ar) em dois beckeres de 250 mL; b) Em um deles, adicionou-se 12,5 mL de NaOH 1 N e 50 mL de água destilada. No outro, colocou-se somente a água destilada, deixando-os em repouso por 15 minutos; c) Transferiu-se as suspensões dos beckeres para dois copos metálicos do agitador *Hamilton Beach*, e completou-se com água destilada até 2/3 da capacidade do copo do agitador; d) Agitou-se durante 10 minutos a 12.000 r.p.m.; e) Transferiu-se o conteúdo individual para uma proveta de 500 mL e completou-se o volume da proveta com água destilada, estando o densímetro dentro da suspensão; f) Retirou-se o densímetro e homogeneizou-se com um agitador manual durante 1 minuto. Deixou-se em repouso, anotando o tempo de início da sedimentação; g) colocou-se o densímetro para fazer a leitura do silte + argila aos quatro minutos após o início da sedimentação. Tomou-se a temperatura da suspensão, para correção posterior da leitura; h) Após duas horas do início da sedimentação, realizou-se a leitura da argila. Para a amostra que foi dispersa em água destilada, realizou-se uma única leitura.

Cálculo das frações do solo:

$$\% \text{ silte} = [(1^\circ \text{ leitura corrigida} - 2^\circ \text{ leitura corrigida}) \times 50] / \text{massa de TFSA}$$

$$\% \text{ argila} = [2^\circ \text{ leitura corrigida} \times 50] / \text{massa de TFSA}$$

$$\% \text{ argila natural (argila dispersa na água)} = [\text{leitura corrigida} \times 50] / \text{massa de TFSA}$$

$$\% \text{ areia} = 100 - \% \text{ silte} - \% \text{ argila}$$

$$\text{Grau de floculação} = \frac{(\text{argila total} - \text{argila natural})}{\text{argila total}} \times 100$$

Datação ^{14}C da fração Humina

A primeira etapa deste procedimento foi realizada no Lepafe, Campo Mourão, seguindo a metodologia proposta por Pessenda et al. (1996).

Para realização da datação foram selecionados dois pontos do perfil, o primeiro na base em 10 cm e o outro a 70 cm da base, ambos caracterizados por serem paleossolos.

Foram retirados aproximadamente 200g de cada amostra, sem contato direto com as mãos, evitando a contaminação da amostra com material recente.

Foram separadas as frações menores que 0,200 mm, obtida por fracionamento granulométrico (solo total), tratando-se com 1 litro de HCl 0,5M a 80°C durante 4 horas. Nesta etapa foram eliminados materiais leves em vias de humificação. Procedeu-se a lavagem do solo com água destilada, para eliminar-se o ácido do pré-tratamento e compostos não humificados, até atingir um pH em torno de 5. Tratou-se sucessivamente o resíduo com uma mistura de 1 litro de solução de pirofosfato de sódio ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$) e hidróxido de sódio (NaOH) 0,1N, pH 13, com o objetivo de solubilização dos ácidos húmicos e fúlvicos. As extrações destes ácidos por decantação foram feitas até as soluções sobrenadantes tornarem-se claras. O resíduo obtido foi submetido a repetidas lavagens com água destilada até atingir pH 7, iniciando-se a hidrólise ácida com 1 litro de solução HCl 3M por um período de 12 horas a 100°C, para se eliminar resíduos orgânicos como: açúcares, proteínas, gorduras e contaminação com CO_2 atmosférico. Após lavagem final com água destilada até atingir pH 4, o resíduo foi seco em bandejas de alumínio a 40°C, desagregado em almofariz de porcelana e acondicionado em sacos plásticos para a posterior síntese benzênica. Em seguida, as amostras, foram enviadas para o laboratório ^{14}C - CENA/USP onde foram realizadas transformações em grafite e reencaminhadas ao LACUFF- Universidade Federal Fluminense, Niterói - RJ, para determinação AMS.

As amostras foram catalogadas sob os códigos: Paleossolo 1 - CENA 1149 e LACUFF 18024; Paleossolo 2 - CENA 1150 e LACUFF 180248.

Os resultados adquiridos foram posteriormente calibrados com o uso do software CALIB 1.7 (*Radiocarbon calibration*).

Isótopos estáveis da matéria orgânica ($\delta^{13}\text{C}$)

Para a análise dos dados de $\delta^{13}\text{C}$ foram separadas 5 amostras de solo (10-20cm; 50-60cm; 100-110cm; 140-150cm; 180-190cm), armazenadas em tubetes de 2ml. e enviadas para o CAIS (*Center for Applied Isotope Studies, the University of Georgia*).

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Seção Sistemática

A construção de seção sistemática permitiu reconhecer a disposição bidimensional do paleossolo. O perfil está a 1.067 metros de altitude, se estende por 50 metros, longitudinalmente, e altura máxima vertical de 5 metros a partir da rodovia. É composto por sete camadas pedológico/sedimentares incluindo duas camadas de paleossolos, conforme descrito a seguir (Figura 15).

A base do perfil é formada por rochas basálticas em alteração. Acima, observa-se fragmentos de rochas.

A Camada 1, é formada por alterita. Apresenta cor (2,5YR 5/1 gray) como cor principal e variegados na cor marrom esverdeado suave (2,5Y (5/4). Estrutura granular, macro porosa (tendência arredondada) com aspectos de fragmentos angulares individualizados na cor marrom forte (7,5YR (5/6). Textura siltica argilosa, presença de pedotubulos/pedoporos. Densidade de 40% ocupado por pedotubulos. Com coesão alta.

A Camada 2 apresentou cor marrom acinzentado 2,5Y (5/2) com mosqueados vermelhos amarelados 7,5YR (6/8). A estrutura granular, com textura siltica argilosa e presença de areia ao toque do dente. Na zona de contato apresenta rede hierarquizada de fraturamento por ressecamento, com preenchimento de material oriundos da superfície, entremeando a unidade 1, material oxidado de cor acinzentado forte 7,5YR (5/8). Esta unidade seria a continuação da alterita, com a presença de hidromorfia, ou seja, um possível ambiente saturado durante a formação do Paleossolo sobreposto a ela. A hidromorfia se justifica devido a presença de material plintítico e sua cor.

A Camada 3 - Paleossolo 1 apresenta cor 5Y (2,5/1), apresenta microporosidade alta sendo muito úmido. Sua estrutura é colunar, de textura argilo arenosa. Há presença de feições preenchidas biotubulares com 1mm de espessura, tratando-se aparentemente de biotubulos de escavação de insetos. Não foram identificados traços de paleoraízes, porém há a presença de fragmentos de raízes vivas em posição sub-horizontal e subvertical. Na porção central se identificam fendas típicas de dissecação, possivelmente por causa da proximidade com a superfície, sendo parcialmente preenchidas com material desta. Identificou-se um seixo de basalto alterado (goitita) característico de ambientes úmidos, na zona de contato com a Unidade 2 (1cm acima) sendo um fragmento semicírculos/elíptico de cor 2,5Y (5/2) no entorno e 10YR (6/8) no centro. Sua porção alongada tinha 5,5cm, estando envolto pelo paleossolo.

A Camada 4 apresenta cor marrom 7,5YR (4/4), transição abrupta, estrutura colunar, textura argilosa e coesão média. Foram observadas a presença de raízes atuais.

A Camada 5 - Paleossolo 2 apresentou cor 7,5YR (3/2), transição abrupta, estrutura colunar e textura argilosa. Observou-se a presença de raízes mortas, em posição de vida. Era composta de material avermelhado no entorno, núcleo central na cor vermelho escuro (10R (3/2), e preenchido por material visualmente parecido com o paleossolo.

A Camada 6 apresentou cor 7,5YR (4/4), estrutura colunar e textura argilosa. Apresenta marcas de raízes atuais, com micro porosidade média e coesão média. Sua transição é gradual e possui espessura de 40cm.

A Camada 7 apresentou cor marrom escura avermelhada 10YR (3/3), estrutura granular, textura argilosa e alta coesão. Existe a visível alteração antrópica do horizonte, sendo perceptível a presença de uma antiga estrada sobre esta camada.

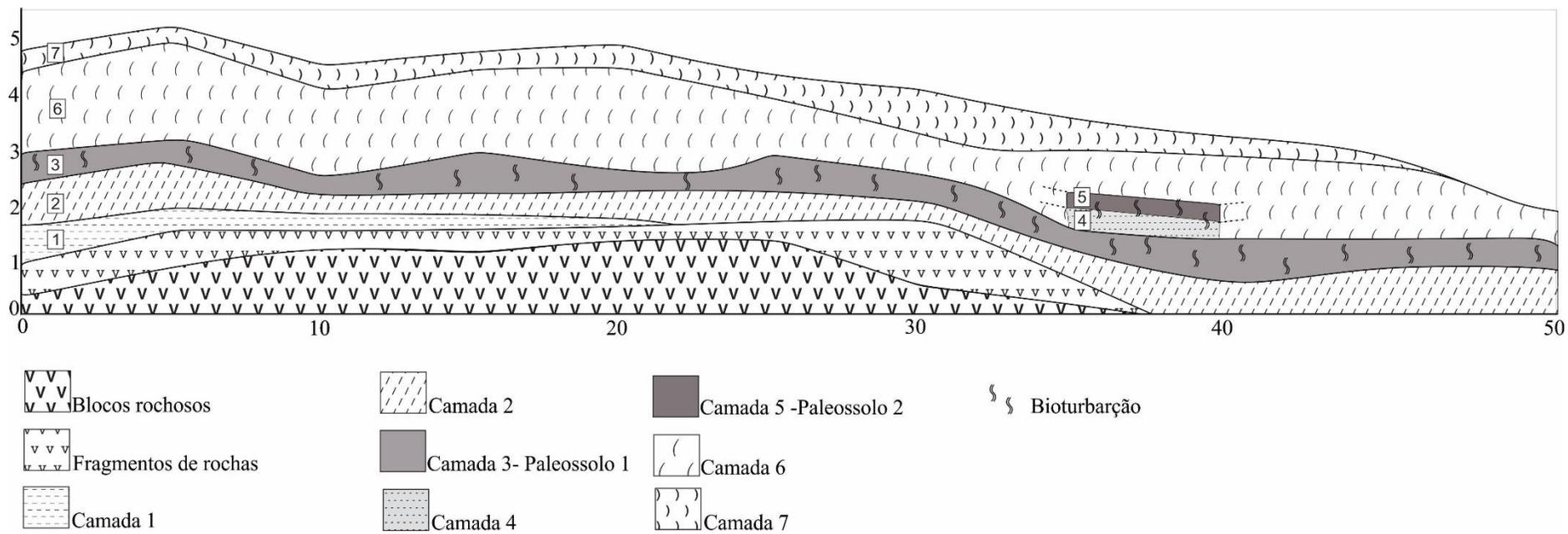


Figura 15 - Esquema do perfil, indicando as unidades encontradas e os paleossolos. Escala em metros.

Análise granulométrica

A análise granulométrica das amostras coletadas no perfil (Figura 16) indicou pouca diferença textural.

Os valores de argila foram mais expressivos ao longo do perfil, com percentual maior em Unidade 3 e Unidade 4, 78% em ambas. O menor percentual foi apontado em Paleossolo 1 (40%). Os percentuais de silte apresentaram pequena variação, sendo o menor valor na Unidade 4 (14%) e o maior valor em Paleossolo 1 (20%). Os percentuais de areia foram os menores apresentados em todo o perfil, com menor expressividade na Unidade 3 (4%) e maior expressividade em Paleossolo 1 (40%). Neste último, a porcentagem de argila e areia demonstraram similaridade.

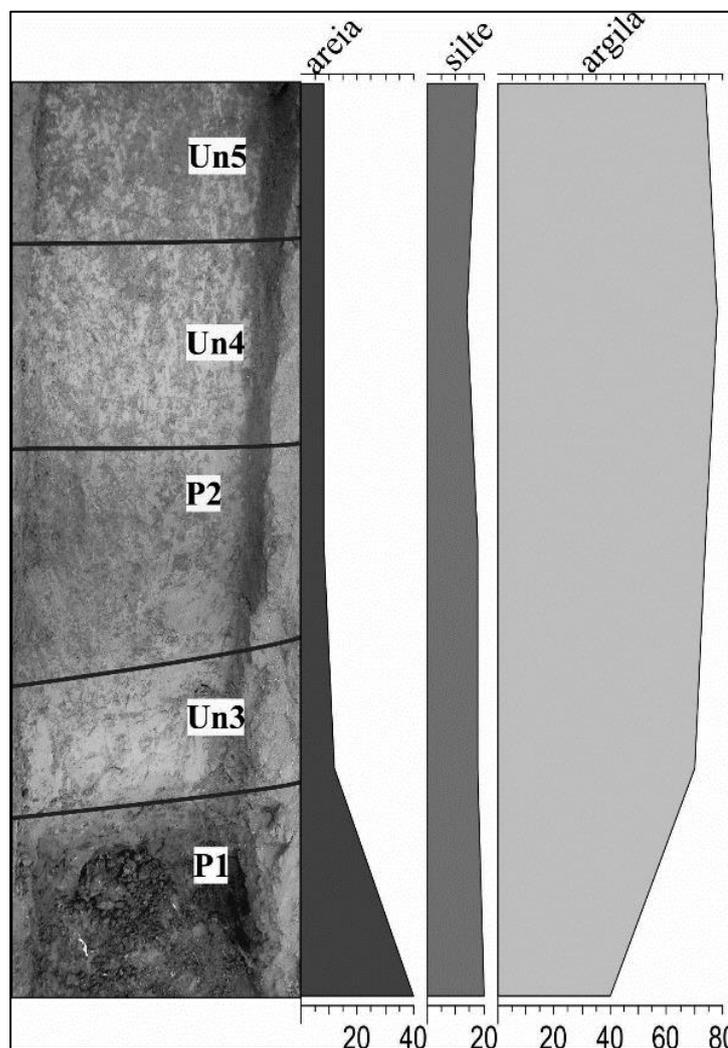


Figura 16 - Granulometria do perfil.

O Paleossolo 1, na base do perfil, foi classificado como transição de textura argilosa e franco argilosa, enquanto as demais unidades foram classificadas como muito argilosas (Figura 17).

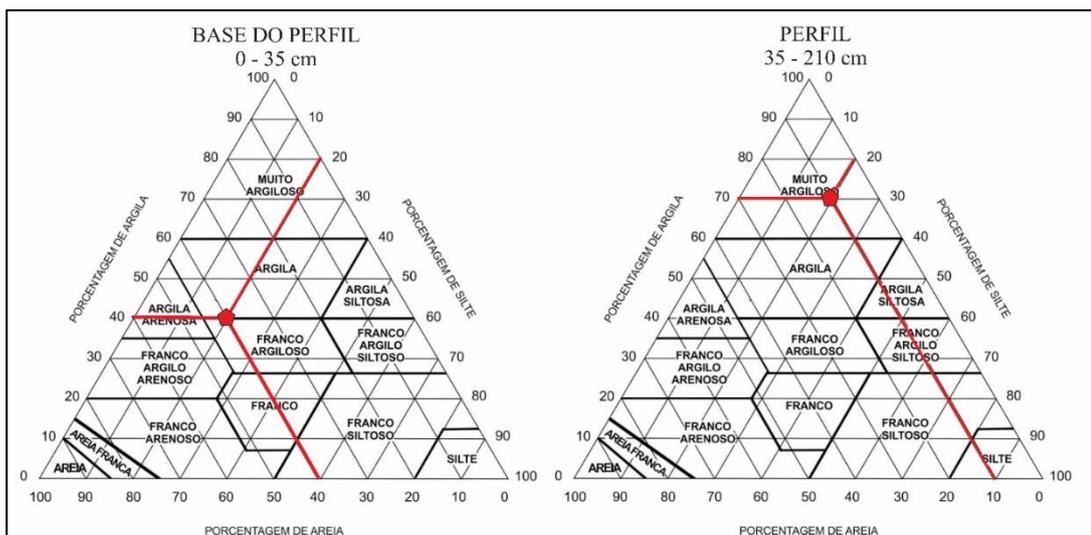


Figura 17 - Triângulos texturais com a marcação da classificação textural do perfil estudado.

Datações

A amostra coletada na camada de paleossolo da base do perfil indicou idade de 23.360 anos cal. AP (22.776 – 23.964). A segunda datação foi efetuada com material extraído a 125 cm de profundidade, na segunda camada de paleossolo. A idade fornecida pelo ^{14}C foi de 17.663 anos cal. AP (17.441– 18.078) (Quadro 3).

Quadro 3 – Localização e identificação das amostras destinadas à datação por ^{14}C .

| Identificação | Nº do laboratório | Idade (anos AP) | Idade calibrada (anos AP) |
|---|-------------------|-----------------|-----------------------------|
| Paleossolo 1 (Base do perfil – 195 cm) | LACUFF 180248* | 19400 ± 240 | 22.776 – 23.964 (23.360) |
| Paleossolo 2 (125 cm) | LACUFF 180243 | 14590 ± 130 | 17.441– 18.078 (17.663) |

Fonte: * Laboratório responsável pelas análises AMS, Universidade Federal Fluminense, Niterói, RJ.

Ambas as datações obtidas para essas amostras indicam que o depósito foi formado durante o final do Último Máximo Glacial, durante o período Pleistoceno. A literatura especializada indica que este período foi marcado por temperaturas e umidade médias abaixo da atual.

Segundo Ab'Sáber (1979), nesse período teria ocorrido a regressão das florestas e ampliação das formações abertas inter e subtropicais, pois a glaciação pleistocênica desencadeou uma série de processos conectados que desestabilizaram o clima tropical. Ainda segundo o autor, a extensão da corrente Falkands-Malvinas ocasionou uma faixa semiárida em áreas com baixo nível topográfico, situada desde o Uruguai, Rio Grande do Sul até o Sul da Bahia.

Análise fitólítica

Foram quantificados e identificados para as amostras analisadas os seguintes morfotipos: *elongate*, *cuneiform bulliform*, *parallelepipedal bulliform*, *parallelepipedal echinate bulliform*, *cylindric polylobate*, *bilobate*, *globular granulate*, *rondel* e *saddle* (Figuras 18 e 20).

A concentração de fitólitos variou ao longo do perfil (0-200 cm) observando-se quatro fases distintas. Da primeira a terceira fase a concentração é baixa (<50 por intervalo), aumentando muito na quarta e última fase (>300 fitólitos por intervalo)

Nas três primeiras fases foram observados os morfotipos *cuneiform bulliform*, *parallelepipedal bulliform*, *parallelepipedal echinate bulliform* e *cylindric polylobate* fitólitos característicos de gramíneas e indicadores de estresse hídrico (BERMOND et al. 2005). Além destes, foi observado o morfotipo *elongate*, sem valor taxonômico por ser um fitólito redundante, ou seja, produzido por vários tipos de plantas (BARBONI et al. 1999; BREMOND, 2003).

Na última fase foram observados, além dos fitólitos supracitados, os morfotipos *bilobate*, *rondel* e *saddle* característicos de Poaceae e *globular granulate*, característico de dicotiledôneas (COE, 2009).

Calculada a porcentagem de degradação químico/física dos fitólitos encontrados (Figura 19 e 20), observou-se que nas fases I, II e III a taxa de degradação variou entre 55% e 80%. A alteração química pode ocorrer devido aos processos biogeoquímicos associados a pedogênese ou diagênese, promovendo a decomposição dos fitólitos ao longo do tempo mediante condições de pH extremos, encontrados em registros pedoestratigráficos (ALEXANDRE et al., 1997; 1999; OSTERRIETH et al., 2009; COSTA et al., 2010). Na fase IV, a taxa de degradação variou entre 45% e 17%.

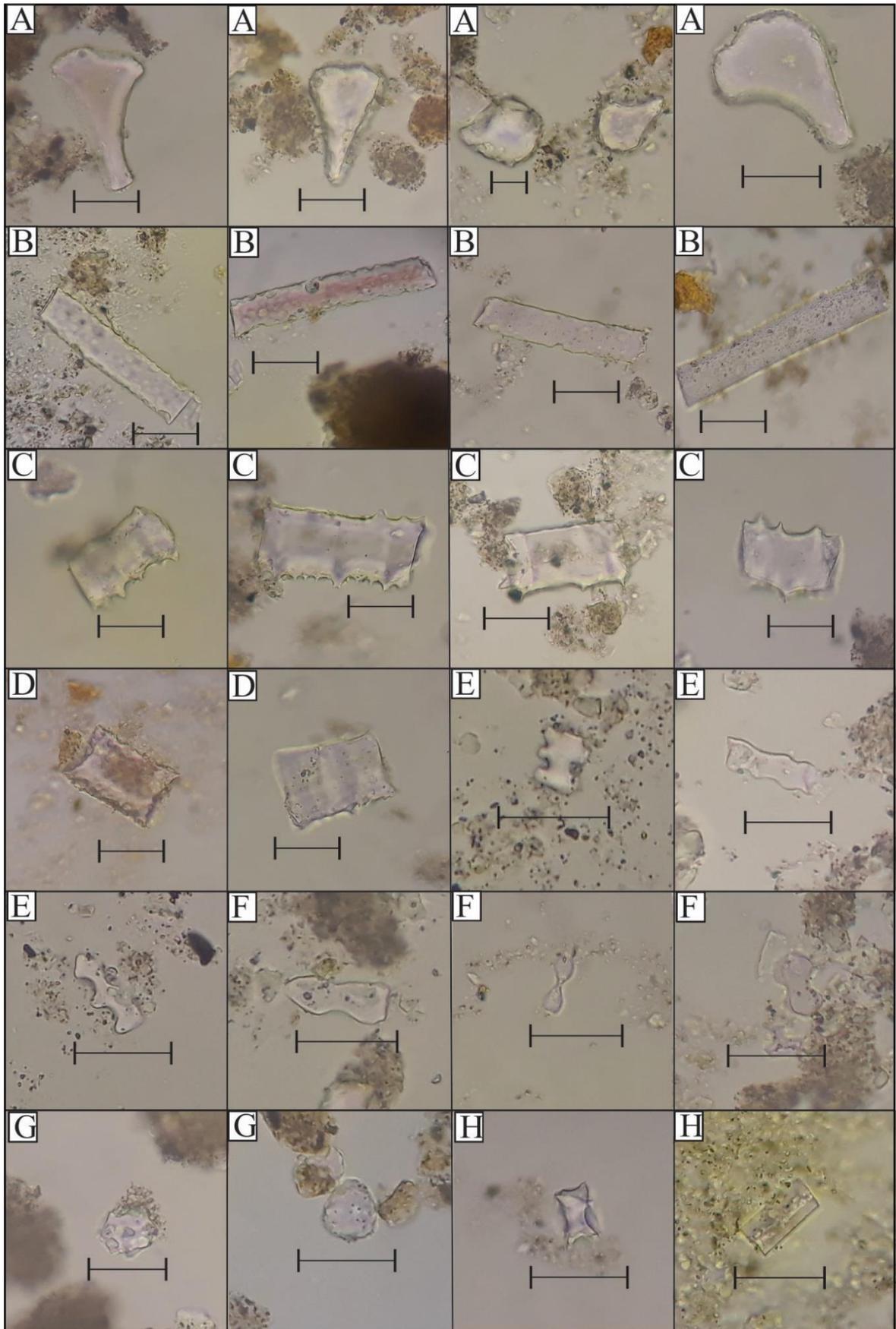


Figura 18 - Morfotipos de fitólitos observados no perfil de Paleossolo. A – *Cuneiform*; B- *Elongate psilate*; C- *Parallelepipedal Echinate Bulliform*; D-*Parallelepipedal Bulliform*; E- *Cylindric polylobate*; F- *Bilobate*; G- *Globular Granulate*; H- *Saddle*. Escala: 20 μ m



Figura 19 - Fitólitos com marcas de degradação químico/física. Linhas pontilhadas evidenciam os sinais de degradação.

Índices fitolíticos

Devido à ausência de fitólitos *globulares* os resultados do Índice de densidade arbórea - D/P (Figura 20), resultaram em valor 0, nos intervalos das fases I, II e III,. Tal valor reflete uma formação vegetal de Campo com predomínio de monocotiledôneas - Poaceae (Bremond et al., 2005). Aplicado a fase IV os valores tiveram variação entre 0 e 3,0, com resultado médio de 1,3. Trabalhos de Calegari (2008), Calegari et al. (2013) e Raitz (2012) apontam valores de D/P de 0,2 para a Floresta Ombrófila Densa e de 0,05 a 10 para a Floresta Ombrófila Mista.

Em relação ao índice de adaptação à aridez – Iph (Figura 20), os resultados observados foram de 0 a 100%. Nas fases I, II e III os resultados foram 0% devido à ausência dos morfotipos *saddle e bilobate* nestes intervalos. Na fase IV, observou-se o valor médio de 55%. Segundo Barboni et al. (1999) valores de Iph <40% são vistos como indicativos de condições climáticas úmidas, e valores >40% sugerem condições climáticas secas.

Na aplicação do índice de estresse hídrico – Bi (Figura 20), os resultados para a fase I variou entre 0 e 100%, com valor médio de 60,33%. Nas fases II e III não houve variação dos valores, sendo o resultado de 100% para todos os intervalos, esse resultado se deu devido à ausência de morfotipos *short cells* e concentração de fitólitos *bulliforms* nestas fases. Na fase IV o resultado variou entre 78% (início da fase) e 42% (final da fase, topo do perfil) com resultado médio de 57,7%. Tal percentual expressa a diminuição do estresse hídrico em relação ao topo do perfil.

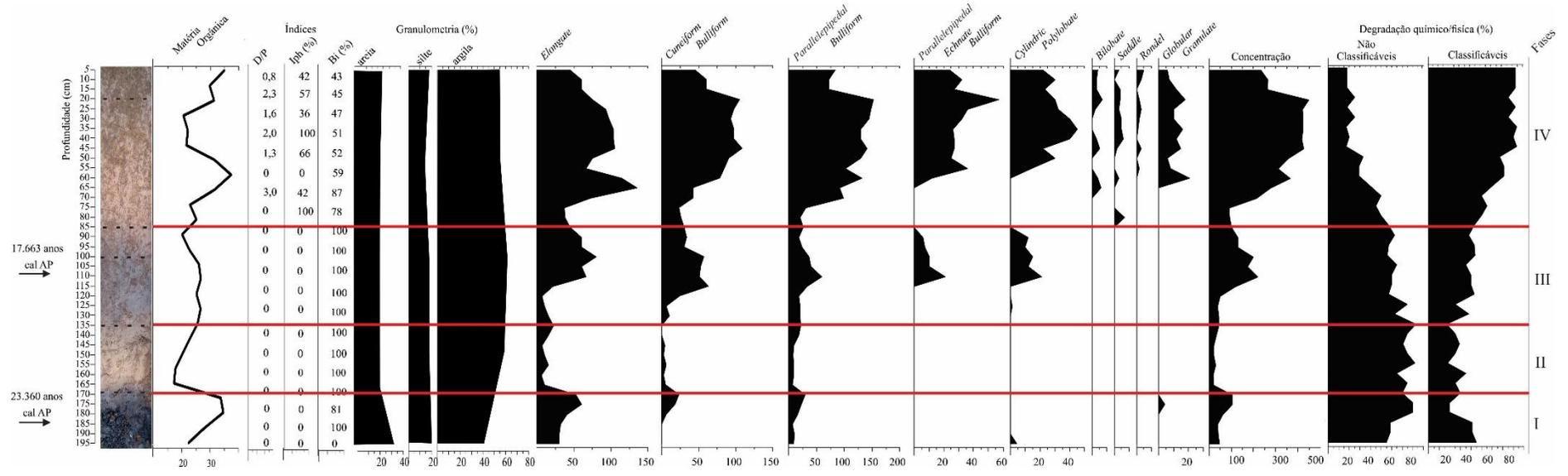


Figura 20 – Gráfico com dados de granulometria, matéria orgânica, índices fitolíticos e fitodiagrama.

Análise das fases

Com base nos resultados obtidos realizou-se os agrupamentos, resultando na divisão do perfil em quatro fases (Figura 20). Foram analisados os fitólitos presentes no perfil (Figura 18), degradação dos fitólitos (Figura 19 e 20), matéria orgânica, granulometria e índices fitolíticos (Figura 20).

Fase I

Entre 200 e 185 cm do perfil, relativa ao Pleistoceno Superior (23.360 anos cal. AP), encontrando-se sobre a camada de alterita, compreende o início da primeira camada de Paleossolo. A fase é marcada pela baixa concentração de fitólitos, preservados apenas morfotipos robustos com marcas de deterioração observadas, como pode ser observado na figura 19. As análises granulométricas indicaram que esta fase apresentou a maior concentração de areia (40%) e menor concentração de argila (40%) de todo o perfil.

Observou-se baixa concentração de fitólitos (<50 por intervalo) sendo esses degradados (~75%). Os morfotipos predominantes foram *elongate psilate* e *parallelepipedal bulliform*, fitólitos produzidos por gramíneas, sendo *elongate psilate* um morfotipo que não apresenta padrão taxonômico específico produzido na epiderme de todas as gramíneas (BREMONT, 2003). Entre as profundidades 185 cm e 165 cm, há um aumento no número de fitólitos e de morfotipos, em comparação ao restante da fase, observando-se o aparecimento de um pequeno número de *globulares granulate* (<10).

Parolin et al. (2014) em estudo realizado nos Campos Gerais, nas regiões de Palmeira e Balsa Nova distante 200 km ao oeste da área estudada, apontaram a existência de um clima seco, com reduzida umidade do ambiente e o início da formação dos depósitos sedimentares, durante o Pleistoceno Superior, entre 30.833, 24.142, 20.271 e 17.323 anos cal. AP.

Porém, embora não tenha havido a preservação de muitos fitólitos, nesta fase a matéria orgânica atinge valor de 39%, caracterizando a camada como um paleossolo orgânico. Estes dados indicam que durante o Último Máximo Glacial, houve uma fase de maior umidade, na qual o paleossolo foi formado.

Fase II

Entre 170 – 135 cm, esta fase compreende o intervalo entre as duas camadas de paleossolo. Esta fase apresentou baixíssima concentração de fitólitos (<50 por intervalo) e alta taxa de degradação dos fitólitos observados (>60%). O teor de matéria orgânica diminuiu,

para valores ~5% no início da fase elevando-se para 20% no final. Tal situação é sugestiva de transporte de material, sendo muito provável que este intervalo possa se tratar de um colúvio.

Estudo realizado por Paisani et al (2017) em estudo de rampa de colúvio da superfície de Palmas/Água Doce, distante 250 km ao sul da área estudada, utilizou dados de fitólitos e análises isotópica do carbono, nas quais indicaram que a morfogênese registrada no Último Máximo Glacial decorreu de regime climático relativamente frio e seco, pontuada por fase de flutuação para mais úmido. Camargo Filho et al (2016) em estudo de paleossolos em Lapa – PR, distante 150 km da área de estudo, utilizando levantamento topográfico de detalhe e sondagens reconheceu na área a distribuição de paleossolos e de depósitos colúvio-aluvionares.

Fase III

Entre 135 - 100 cm, está fase encontra-se na segunda camada de Paleossolo e cronologicamente relacionada ao Último Máximo Glacial (17.663 Anos cal. AP a 100 cm do topo do perfil).

Os morfotipos predominantes nesta fase foram *elongate*, *cuneiforms bulliform* e *parallelepipedal bulliform*, sendo estes fitólitos característicos de gramíneas (COE, 2009).

A concentração total de fitólitos teve aumento ao final da fase (>50 fitólitos por intervalo) e a taxa de degradação dos fitólitos nesta fase foi em média 50%. Houve o aumento da matéria orgânica em comparação a fase anterior (~25%). As mudanças observadas nas fases I, II e III durante o Pleistoceno Tardio, podem ter influenciado na preservação dos fitólitos, uma vez que a preservação destes bioindicadores depende amplamente das características físicas e químicas do ambiente deposicional (Piperno 2006).

Embora a deposição de fitólitos seja pequena, a presença destes e os dados de matéria orgânica indicam a existência de vegetação provavelmente campestre nesta fase, reforçada pelos valores 0 de D/P. Estes dados sugerem que em ambas as formações de paleossolos, houve pequenos intervalos de umidade durante o Último Máximo Glacial.

Estes dados corroboram o trabalho de Oliveira et al. (2006), no qual foram estudadas duas sequências estratigráficas na região de São Bento do Sul-SC (localizado a ~230km da área de estudo), evidenciando temperaturas e precipitações abaixo das atuais durante o final do Pleistoceno, porém os autores apontam que as cabeceiras de vale mantinham ambientes locais relativamente úmidos.

O trabalho de Passos (2014) em estudo de linha de pedra localizada à 30 km do perfil deste trabalho, apresentou três fases distintas ao longo do mesmo. A primeira fase,

encontrando-se abaixo da linha de pedra (130 cm de profundidade), datou 18.000 AP Pleistoceno Superior, a autora sugere inexistência de vegetação, provavelmente ligado ao material analisado, ou seja, manto de intemperização de rochas basálticas.

Melo et al. (2003), em estudo com análises palinológicas de sedimentos na região Ponta Grossa- PR, reconheceram o domínio de campos, durante o final do Pleistoceno (~16.000 anos AP.). Assim como, Kalinovski et al. (2016) em estudo realizado em planície aluvial do rio Iapó no município de Castro-PR, distante aproximadamente 200 km da área de estudo, utilizou granulométricos, espículas de esponjas continentais e fitólitos, pontuam a existência de vegetação C₄ há 18.000 anos.

Fase IV

Em relação ao morfotipos de fitólitos, observa-se que na transição entre as fases, entre 115 cm – 60 cm maior incidência de morfotipos que as fases anteriores, porém ainda com baixa deposição (<100). Devido à ausência de morfotipos *short cells* (*bilobate*, *cross*, *saddle* e *rondel*, característicos de Poaceae), não foi possível a aplicação dos índices à este intervalo.

Entre 115- 90 cm observa-se os morfotipos *elongate*, *cuneiform bulliform*, *parallelepipedal bulliform*, *parallelepipedal echinate bulliform* e *cylindric polylobate*, fitólitos característicos de gramíneas, sendo *cuneiform bulliform* gerado em situações relativas à aridez, estresse hídrico.

A presença significativa de morfotipos *bulliforms* indica que a fase foi formada em um regime de clima mais seco, uma vez que estes são gerados em abundância quando em condições mais secas ou sob estresse hídrico, relacionado à potencialização do processo de evapotranspiração de gramíneas, pois quanto mais a planta transpira e/ou sofre estresse hídrico, mais células *bulliforms* são produzidas (PARRY e SMITHSON, 1958; SANGSTER e PARRY, 1969; BREMOND, 2003; BREMOND et al., 2005).

Pessenda et al. (1996, 2001, 2004), em estudos realizados em Londrina (~250 km de distância ao norte da área deste estudo), apresentaram resultados indicando a existência de um clima menos úmido que o atual desde o final do Pleistoceno até aproximadamente o Holoceno Médio.

Parolin, Rasbold e Pessenda (2014), em trabalho realizado em turfeiras localizadas à ~150 km da área deste estudo, nos municípios de Palmeira e Balsa Nova – PR, indicaram períodos mais secos, sob influência de vegetação C₄, vigorando durante o Pleistoceno Superior nos Campos Gerais.

Nas profundidades 90-65 cm percebe-se a diminuição dos fitólitos *bulliforms*(*parallelepipedal*, *parallelepipedal echinate* e *cuneiform*) e a detecção do fitólito *saddle* (BARBONI et al., 1999; PARRY e SMITHSON, 1958; BREMOND et al. 2005; COE, 2009; RAITZ, 2012).

Neste intervalo se tem uma transição, onde há o aumento da umidade no ambiente, uma vez que se tem a redução da produção de morfotipos *bulliforms*, indicando um período com maior umidade e adensamento da vegetação.

A partir de 60 cm até o topo, há o aumento de fitólitos, observando-se morfotipos *bulliforms*(*parallelepipedal*, *cuneiform* e *echinate*), *elongates*, *cylindric polylobate* e *short cells* (*bilobate*, *saddle*, *rondel* e *globular*). O índice Bi apresentou resultado de 60% a 42% e o índice Iph apresentou resultado médio de 55%, associando está fase a um período com maior umidade. O índice D/P aplicado a este intervalo apresentou resultado médio de 2,1. Os morfotipos observados e índices aplicados supõem a presença de vegetação arbórea, ou seja, nesta fase o ambiente se manteve estável com a presença de floresta e gramíneas, com características bem próximas das configurações atuais de umidade.

No trabalho de Passos (2014), observou-se o início de deposição de fitólitos acima da linha de pedras (130 cm a 80cm de profundidade), datando idade de 6.800 anos AP. A partir de 80 cm até a superfície evidenciou-se o aumento da vegetação, com a combinação de gramíneas e floresta, indicando o aumento da umidade em relação ao topo.

Silva et al. (2016) em trabalho realizado em organossolos localizados à ~30 km da área deste estudo, observaram reduzida deposição de fitólitos de gramíneas e significativa presença de *globulares* e *bulliforms*. Concluíram que, entre 15.548 anos cal. AP até aproximadamente 10.000 anos AP, prevaleceu na região uma fase climática mais fria que a atual, com condições de umidade suficientes para permitir a manutenção de vegetação florestal na região.

Rasbold, Parolin e Caxambu (2016) em trabalho realizado em turfeira em Turvo – PR (aproximadamente 50 km de distância do perfil estudado neste trabalho), foram indicadas duas fases de deposição sedimentar. A primeira, formada em 14. 553 anos cal AP, apresentou baixa deposição fitolítica e índices aplicados demonstraram alta adaptação à aridez, evidenciando um ambiente mais seco, formado por vegetação aberta. A segunda fase formada nos últimos 6.000 anos cal. AP, pontuou o aumento de vegetação arbórea no ambiente, provavelmente resultantes de condições mais úmidas a partir do Holoceno Médio.

O trabalho de Guerreiro et al. (2013) estudando espiculas de esponjas presentes em lagoas e leques aluviais na região de Querência do Norte/Paraná demonstra este aumento de

umidade a durante o Holoceno, foram registrados climas secos durante o Pleistoceno e mais úmidos no Holoceno a 7.540 anos AP.

Luz (2014) realizou trabalho de reconstituição paleoambiental da região de Campo Mourão (distante aproximadamente 250 km do perfil estudado), utilizando análise de assembleia de fitólitos. O autor verificou que a região apresentou uma sucessão de fases secas intercaladas com fases de pouca umidade. O autor indicou uma fase seca, com provável predominância de vegetação campestre durante a transição Pleistoceno/Holoceno. Durante o Holoceno médio (7.280 anos cal AP) verifica-se maior umidade. Há 3.284 anos cal AP o autor constata uma fase com menor umidade e melhoria climática prevalecendo até o presente.

Golovati (2015) em trabalho paleoambiental utilizando fitólitos em uma trincheira em Cianorte – PR (aproximadamente 350 km do perfil estudado) apresenta resultado de período mais seco que o atual na transição do Pleistoceno/Holoceno com aumento de umidade no Holoceno médio, com predomínio de Floresta presente na região há pelo menos 6.060 anos AP.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os níveis paleopedológico, cujas características como teor de matéria orgânica, presença de fragmentos orgânicos e contato abrupto com as unidades subjacente e sobrejacente se tratam de paleossolos, de formação Pleistocênica.

A sequência pedostratigráfica é constituída por horizontes alóctones (camada entre os perfis de paleossolo) e autóctones (perfis de paleossolo e camadas superiores) estabelecidos entre o Pleistoceno Superior e o Último Máximo Glacial.

As quantificações e identificações dos morfotipos de fitólitos auxiliaram no refinamento das fases paleoambientais e descrever o contexto climático durante a formação dos paleossolos. O grau de degradação físico/química foram fatores que auxiliaram a interpretar processos diagenéticos.

Os fitólitos analisados neste estudo apresentaram resultados que corroboram os resultados apresentados pelos trabalhos supracitados.

As assembleias de fitólitos possibilitaram a identificação de quatro fases distintas no perfil. A primeira fase correspondente ao Pleistoceno Superior (23.360 anos cal. AP), com baixa deposição de fitólitos, porém com presença de matéria orgânica. A segunda fase é compreendida provavelmente por um coluvionamento, apresentando alta taxa de degradação dos fitólitos e diminuição da matéria orgânica. A terceira fase correspondente a formação da segunda camada de Paleossolo durante o Último Máximo Glacial, datada em 17.663 anos cal. AP, tratando-se de um paleossolo cumulativo. A quarta fase se formou durante a transição Pleistoceno/Holoceno, apresentando inicialmente características vegetacionais de clima seco e com maior aridez que o presente e evoluindo para um período com maior umidade e adensamento da vegetação, apresentando características próximas das atuais de umidade.

REFERÊNCIAS

ANDREIS, R. R. **Identificación e Importancia Geológica de los Paleosuelos**. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 1981.

BARBONI D, BONNEFILLE R., ALEXANDRE A, MEUNIER J.D. (1999). Phytoliths as Paleoenvironmental Indicators, West Side Middle Awash Valley, Ethiopia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 152:87-100.

BATEZELLI, A.; LADEIRA, F. S. B. e ASSINE, M. L. Ambientes deposicionais e evolução estratigráfica do cretáceo superior da Bacia dos Parecis. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 33, n. 3, p.429-448, 2014.

BHERING, S. B.; SANTOS, H. G.; MANZATTO, C. V.; BOGNOLA, I.; FASOLO, P. J.; CARVALHO, A. P.; POTTER, O.; AGLIO, M. L. D.; SILVA, J. S.; CHAFFIN, C. E.; CARVALHO JUNIOR, W. **Mapa de Solos do Estado do Paraná**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2007. 73 p. (Embrapa Solos. Documentos, 96).

BOUCOT, A. J. e GRAY, J. A critique of Phanerozoic climatic models involving changes in the CO₂ content of atmosphere. **Earth Science Reviews**, vol.56, p. 1-159, 2001.

BRADLEY, R. S. **Paleoclimatology: Reconstructing climates of quaternary**. Amsterdam, Elsevier, 1999. 610p.

CAMARGO FILHO, M.; BERTOTTI, L. G.; PASSOS, J. R. e SILVA, D. W. Distribuição tridimensional de paleossolo de 40ka e materiais pedosedimentares na encosta Monjolo – Lapa, Paraná. **Revista de Geografia**. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, p.152-166, 2010.

CAMARGO FILHO, M.; BERTOTTI, L. G; KATAOKA, A. M. e SILVA, D. W. Paleossolos de 40 ka presentes em encosta do centro-sul do Paraná, Brasil – estudo de caso. **Revista Geográfica de América Central**, Número Especial EGAL, p. 1-19, 2011.

CAMARGO FILHO, M.; BERTOTTI, L. G; SILVA, D. W. e GUERREIRO Jr, L. A. Caracterização e distribuição de paleossolo de 44ka e sedimentos sobrepostos da encosta monjolo – Lapa-PR. **Geosul**, Florianópolis, v. 31, n. 271, p 289-308, 2016.

CAVIGLIONE, J. H.; KIIHL, L. R. B.; CARAMORI, P. H.; OLIVEIRA, D. **Cartas climáticas do Paraná**. Londrina: IAPAR, 2000.

COE H. H.G. 2009. Fitólitos como indicadores de mudanças na vegetação xeromórfica da região de Búzios/Cabo frio, RJ, durante o Quaternário. Rio de Janeiro: Univ. Fed. Fluminense. 340p. (Progr. Pós-Grad. Geologia e Geofísica Marinha, Tese Dout.).

DAL' BO, P. F. F. e LADEIRA, F. S. B. Ambientes Paleoclimáticos da Formação Marília Baseado em Análise Paleopedológica na Região de Monte Alto (SP). São Paulo, UNESP, **Geociências**, v.25, p. 127-134, 2006.

DAL' BÓ P. F. F. e BASILICI, G. Estimativas de paleoprecipitação e gênese de feições cálcicas e argílicas em paleossolos da Formação Marília (Neocretáceo da Bacia Bauru) **Revista Geociências**, vol. 29, n. 1, p. 33-47, 2010.

DAL' BÓ, P. F. F. e BASILICI, G. Interpretação paleoambiental da Formação Marília na porção noroeste da Bacia Bauru: relações entre sedimentação e paleopedogênese em um antigo lençol de areia eólica. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 30, p. 509-528, 2011.

DAL' BÓ, P. F. F.; BASILICI, G. E ANGÉLICA, R. S. Factors of paleosol formation in a Late Cretaceous eolian sand sheet paleoenvironment, Marília Formation, Southeastern, Brazil, **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, vol. 292, p. 349-365, 2010.

DAL' BÓ, P. F. F.; BASILICI, G.; ANGÉLICA, R. S. E LADEIRA, F. S. B. Paleoclimatic interpretations from pedogenic calcretes in a Maastrichtian semi-arid eolian sand-sheet paleoenvironment: Marília Formation (Bauru Basin, southeastern Brazil), **Cretaceous Research**, vol. 30, p. 659-675, 2009.

DAVIES, N. S. e GIBLING, M. R. Cambrian to devonian evolution of alluvial systems: The sedimentological impact of the earliest land plants. **Earth Science Reviews**, vol. 98, p.171-200, 2010.

DAYANANDAM, P., KAUFMAN, P. B., FRAKIN, C. I. Detection of silica in plants. *Amer. J. Bot.*, v. 70, p.1079-1084. 1983

FERNANDES, L. A. Calcretes e registros de paleossolos em depósitos continentais neocretáceos (Bacia Bauru, Formação Marília). **Revista Brasileira de Geociências**, vol. 40, p.19-35, 2010.

FERNANDES, L.A. e BASILICI, G. Transition of ephemeral palustrine to aeolian deposits in a continental arid-semi-arid environment (Upper Cretaceous Bauru Basin). **Cretaceous Research**, v. 30, p. 605-614, 2009.

FIRMAN, J. B. Paleosoils in laterite and silcrete profiles evidence from the South East Margin of the Australian Precambrian Shield. **Earth Science Reviews**, vol. 36, p.149-179, 1994.

FRENCH, C. **Geoarchaeology in action: Studies in soil micromorphology and landscape evolution**. London, Routledge Press, 2003. 291p.

FRIMEL, H.E. Archaean atmospheric evolution: Evidence from the witwatersrand gold fields, South Africa. **Earth Science Reviews**, vol.70, p.1-46, 2005.

GOLDBERG, P. e MACPHAIL, R. I. **Practical and theoretical geoarchaeology**. Oxford, Wiley-Blackwell, 2006. 472p.

GROSS, M.; PILLER, W. E.; RAMOS, M. I. e PAZ, J. D. S. Late Miocene sedimentary environments in south-western Amazonia (Solimões Formation; Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, vol. 32, p. 169-181, 2011.

GUERRA, S. e PAISANI, J. C. Abrangência espacial e temporal da morfogênese e pedogênese no Planalto de Palmas (PR) e Água Doce (SC): subsídio ao estudo da evolução da paisagem quaternária. **Geociências**, UNESP, vol. 32, p.501-515, 2013.

HOLLIDAY, V. T. **Soils in archaeology: Land evolution and human occupation**. Washington, Smithsonian Institution Press, 1992. 254p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. **Manual Técnico de Pedologia**. 2. ed. (Série Manuais Técnicos em Geociências), n. 4, Rio de Janeiro, 2007.

INSTITUTO DE TERRAS CARTOGRAFIA E GEOCIÊNCIAS. **Formações fitogeográficas: Estado do Paraná**. 2009. Disponível em:<

http://www.itcg.pr.gov.br/arquivos/File/Produtos_DGEO/Mapas_ITCG/PDF/Mapa_Fitogeografico_A3.pdf>. Acesso em: 20 jan. 2018.

KALINOVSKI, E.C.Z.; PAROLIN, M.; SOUZA FILHO, E.E. Paleoambientes quaternários da planície do rio Iapó, Castro, Paraná. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 9, p. 1543-1558, 2016.

KRAUS, M. **Mesozoic and Tertiary paleosols**. In: MARTINI, I.P. e CHESWORTH, W. (ed.) *Weathering, Soils & Paleosols*. Elsevier, Amsterdam, p. 525- 542, 1992.

KRAUS, M. Paleosols in clastic sedimentary rocks: Their geologic applications. **Earth Science Reviews.**, vol.47, p. 41-70, 1999.

KUMAR, A. Palaeolatitudes and age of Indian Laterites. **Palaeogeography, Palaeoclimatology e Palaeoecology**, vol.53, p.145-160, 1986.

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). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.6, n.2, p. 3-20, 2005.

LADEIRA, F.S.B. Solos do passado: Origem e identificação. **Revista da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**, vol. 34, n° 6, 2010.

LADEIRA, F.S.B. Solos do passado: Origem e identificação. **Revista da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**, vol. 34, n. 6, 2010.

LEPSCH, I. F. **Formação e Conservação dos Solos**. São Paulo: Oficina de Textos, 2002.

LIMA, F. J.; PAISANI, J. C.; CORRÊA, A. C. B. e PONTELLI, M. E. Micromorfologia de colúvios em sequencias pedoestratigráfica e litoestratigráfica – o caso das superfícies de Palmas/Água Doce (sul) e planalto sedimentar do Araripe (nordeste do Brasil). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v.18, n.2, p.329-348, 2017.

LUZ, L.D.; KALINOVSKI, E.C.Z.; PAROLIN, M.; SOUZA FILHO, E.E. Estágio Atual do Conhecimento sobre Fitólitos no Brasil. *Terra Didática*, p. 52-64. 2015. Disponível em:<<http://www.ige.unicamp.br/terraedidatica/>>. Acesso em: 05 abr. 2018.

MAACK, R. **Geografia física do Estado do Paraná**. Curitiba: IBPT, 1968. 350 p.

MABESOONE, J. M. e LOBO, H. M. C. Paleosols as stratigraphic indicators for the cenozoic history of northeastern Brazil. **Catena**, vol. 7, p. 67-78, 1980.

MADELLA M, ALEXANDRE A, BAL T . International code for phytolith nomenclature 1.0, **Ann. Bot.** 96:253–260, 2005.

MEDEANIK, S., CORDAZZO, C. V., CORRÊA, I. C. S., MIRLEAN, N. 2008. Os Fitólitos em Gramíneas de Dunas do Extremo Sul do Brasil: Variabilidade Morfológica e Importância nas Reconstruções Paleoambientais Costeiras. **Gravel**, vol.6 p.1-14. 2008

MEDEANIK, S. e STEVAUX, J. C., Palinomorfos e partículas de carvões nos sedimentos holocênicos na região do alto rio Paraná e sua aplicação nas reconstruções paleoambientais e paleoclimáticas. **Acta Scientiarum. Biological Sciences**, vol. 30, n. 4, 2008, p. 351-359, 2008.

MONTEIRO, M. R. **Análise da composição fitolítica da serapilheira e solo como indicador de alterações ambientais em diferentes estratos arbóreos do Paraná.** Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes, Universidade Estadual de Maringá. Maringá, p.100. 2015.

NASCIMENTO, D. L.; LADEIRA, F. S. B. e BATEZELLI, A. Pedodiagenetic Characterization of Cretaceous Paleosols in Southwest Minas Gerais, Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol. 41, p. 1-18, 2017.

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

OLLIER, C. e PAIN, C. **Regolith, soils and landforms.** Chichester, Wiley, 1996. 316p.

OLLIER, C.D. Laterite profiles, ferricrete and landscape evolution. **Zeitschrift für Geomorphologie**, vol. 35, p.165-173, 1991.

DE OLIVEIRA, M. A. T.; PESSENDA, L. C. R.; BEHLING, H; LIMA, G. L. e SANTOS, FERREIRA, G. M. S. S. Registro de mudanças ambientais pleistocênicas e holocênicas em depósitos de cabeceira de vale: campo alegre, planalto norte catarinense (SC). **Rev. Bras. Geociências**, v. 33, n. 6, p. 474-487, 2006.

OSTERRIETH, M . Silicofitolitos en Sedimentos loéssicos de la llanura inter y periserrana de Tandilia, Buenos Aires, Argentina. In: Zucol AF, Osterrieth M, Brea M (eds.), **Fitolitos. Estado actual de sus conocimientos en América del Sur.** p.204-2015, 2008.

PAISANI, J. C. Utilização de diagrafas granulométricas no estabelecimento da lito e pedostratigrafia de rampa arenosa costeira – o caso Praia Mole (Ilha de Santa Catarina). Londrina: Universidade Estadual de Londrina, **Geografia**, v. 13, p. 139-151, 2004.

PAISANI, J. C., CALEGARI, M. R., PONTELLI, M. E., PESSEDA, L. C. R., CÔRREA, A. C. B., PAISANI, S. D. L. e RAITZ, E. O papel das mudanças climáticas do Quaternário Superior na dinâmica evolutiva de paleovale de segunda ordem (Sul do Brasil). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, vol. 14, p.103-116, 2013.

PAISANI, J. C.; FACHIN, A.; PONTELLI, M. E.; OSTERRIETH, M. L.; PAISANI, S. D. L. e FUJITA, H. R. Evolução de paleocabeceira de drenagem do rio Chopinzinho (sul do Brasil) durante o quaternário superior. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v.17, n.1, p.43-59, 2016.

PARANÁ, MINERAIS DO PARANÁ S/A – MINEROPAR. **Atlas geomorfológico do Estado do Paraná.** Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2006. Disponível em: <http://www.mineropar.pr.gov.br/arquivos/File/2_Geral/Geomorfologia/Atlas_Geomorforlogico_Parana_2006.pdf> Acesso em: 20/05/2012.

PARRISH, J. T. **Interpreting pre-quaternary climate from the geologic record.** New York, Columbia University Press, 1998. 338p.

PEREIRA, J. S. e GUERRA, S. Caracterização estratigráfica de cabeceira de drenagem localizada no Planalto das Araucárias – sul do Brasil. **REVISTA GEONORTE**, Edição Especial 4, vol.10, n.1, p.42–47, 2014.

PESSEDA, L.C.R.; VALENCIA, E.P.E.; CAMARGO, P.B.; TELLES, E.C.C.; MARTINELLI, C.A.; CERRI, C.C.; ARAVENA, R.; ROZANSKI, K. Natural radiocarbon measurements in brazilian soils developed on basic rocks. **Radiocarbon**, v.38, n.2, p.203-208, 1996.

PETROV, V.P. The nature of thick zones of paleoweathering. **Intern. Geol. Rev.**, vol.33, p.49-61, 1991.

PIERINE C. e MIZUSAKI, A. M. P. Significados paleoambientais e paleoclimáticos dos paleossolos: uma revisão. **Rev. Pesquisas em Geociências**, vol. 34, n.1, 2007.

PIERINI, C.; MIZUSAKI, A. M. P. Significados Paleoambientais e Paleoclimáticos dos Paleossolos: Uma Revisão. **Revista Pesquisa em Geociências**, Porto Alegre, vol. 34, n. 1, p. 45-61, 2007.

PILLANS, B. **Regolith geochronology and landscape evolution**. Bentley, CRC LEME, 2006. 94p.

PIPERNO, D.R. Identifying crop plants with phytoliths (and starch grains) in Central and South America: A review and an update of the evidence. **Quaternary International**. 193. 146-159. 2009.

PIPERNO, D. R. **A phytolith analysis: an archaeological and geological perspective**. London: Academic Press, 280 p., 1988.

RAITZ, E.; CALEGARI, M. R.; PAISANI, J. C.; PAISANI S. D. L. . Inventário de fitólitos da floresta ombrófila mista: subsídios para estudos paleoambientais. **QEG**, vol.6, p.18-35, 2015.

RAPP Jr., G. e HILL, C. L. **Geoarchaeology: The earth-science approach to archaeological interpretation**. New Haven, Yale University Press, 1998. 274p.

RETALLACK, G. J. **A colour guide to paleosols**. Chichester, Wiley, 1997. 175p.

RETALLACK, G. J. Field recognition of paleosols. **GSA Sp. Paper**, vol. 216, p.1-20, 1988.

RETALLACK, G. J. **Soils of the Past – An Introduction to Paleopedology**. London: Unwin Hyman, 1990.

RIBEIRO, L. F. M. B. Paleosuperfícies e evolução intempérica relacionada a depósitos supergenos de ferro e cobre no sul do município de Itapeva - Vale do Ribeira. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v. 10, n. 30, p. 155 – 159, 2009.

RIBEIRO, L. F. M. B.; RIBEIRO, M. C. S. Reconhecimento de paleosuperfícies e a sua evolução intempérica in situ de saprólitos associados a depósitos de cobre na região de Itapeva, vale do Ribeira, SP. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia vol. 11, n. 35, p. 23-28, 2010.

RODERJAN, C. V.; GALVÃO, F.; KUNIYOSHI, Y. S.; HATSCHBACH, G. G. As regiões fitogeográficas do Estado do Paraná. **Revista Ciência e Ambiente**, vol. 24, p. 75- 92, 2002.

ROVNER, I. Potential of opal phytoliths for use in paleoecological reconstruction. **Quat. Res.** 1: 343-359, 1971.

SANTOS, M. e LADEIRA, F. S. B. Tectonismo em perfis de alteração da Serra de Itaqueri (SP): análise através de indicadores cinemáticos de falhas. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 25, p. 135-149, 2006.

SANTOS, N. M. A importância dos paleoclimas na evolução do domínio costeiro do Rio Grande do Sul. **Boletim Gaúcho de Geografia**, v. 14 p. 60-62, 1986.

SCHAEFER, C. e DALRYMPLE, J. Landscape evolution in Roraima, North Amazonia: Planation, paleosols and paleoclimates. **Zeitschrift für Geomorphologie**, vol. 39, p.1-28, 1995.

SHELDON, N. D. e TABOR, N. J. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. **Earth Science Reviews**, vol. 95, p.1-52, 2009.

SILVA, A. C.; VIDAL-TORRADO, P.; MARTINEZ CORTIZAS, A. e GARCIA RODEJA, E. Solos do topo da Serra São José (Minas Gerais) e suas relações com o paleoclima no sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, vol. 28, p. 455-466, 2004.

SILVA, M. L.; BATEZELLI, A. e LADEIRA, F. S. B. Índices de intemperismo e evolução dos paleossolos da Formação Marília, Maastrichtiano da Bacia neocretácea Bauru. **Geochimica Brasiliensis**, vol. 29, n.2, p.127-138, 2015.

SILVA, M. L.; BATEZELLI, A. e LADEIRA, F. S. B. Uso de estimativas de paleoprecipitação e paleotemperatura em paleossolos cretáceos no Brasil: abordagem crítica. **Geochimica Brasiliensis**, vol. 30, n.1, p. 72-83, 2016.

SILVA, M.L. Paleossolos e Estudos Ambientais Quaternários: Discussão Teórica e Possibilidades de Aplicação. **Revista Brasileira de Geografia Física**, n.1, p. 090-117, 2011.

STEIN, J.K. e FARRAND, W. R. **Sediments in archaeological context**. Salt Lake City, The University of Utah Press, 2001. 218p.

TARDY, Y. e ROQUIN, C. **Dérive des continents: Paléoclimats et alterations tropicales**. Orléans, BRGM, 1998. 473p.

TROPMAIR, H. **Biogeografia e Meio Ambiente**. 7. ed. Rio Claro: Divisa, 2006.

VASCONCELOS, V. V.; VASCONCELOS, C. V. e VASCONCELOS, D. M. Caracterização de fito-ambientes de cerrado e demata atlântica por meio do estudo de linhas de pedra e paleossolos. **Geografia Ensino & Pesquisa**, Santa Maria, v. 14, n. 3, p. 06- 17, 2010.

WILSON, R. C. L., **Residual deposits: Surface related weathering processes and materials**. Oxford, Blackwell, 1983. 258p.

WRIGHT, V. P. **Paleopedology: stratigraphic relationship and empirical models**. In: MARTINI, I. P. e CHESWORTH, W. (ed.) *Weathering, Soils e Paleosols*. Elsevier, Amsterdam, Holand. 475-499p, 1992.

YAALON, D. H. Soil-forming processes in time and space. In: Yaalon, D.H. (Ed.), **Paleopedology: Origin, nature and dating of paleosols**. International Society of Soil Science and Israel Universities Press, Jerusalem, p. 29–39, 1971.

ZEESE, R. Tertiary weathering profiles in Central Nigeria as indicators of paleoenvironmental conditions. **Geomorphology**, vol. 16, p.61-70, 1996.