



NÚMERO: 134/2011

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
ANÁLISE AMBIENTAL E DINÂMICA TERRITORIAL

Alexandre Pavia Junior

Paleossolos da Formação Marília: subsídios para a interpretação paleogeográfica na área de Duartina-SP

Dissertação apresentada a Universidade Estadual de Campinas, como parte das exigências de Programa de Pós-Graduação em Geografia, para obtenção do título de Mestre.

Orientador: Prof. Dr. Francisco Sérgio Bernardes Ladeira

Campinas – São Paulo
Janeiro - 2011

**Catálogo na Publicação elaborada pela Biblioteca
do Instituto de Geociências/UNICAMP**

P288p Pavia Junior, Alexandre.
Paleossolos da formação Marília : subsídios para interpretação paleogeográfica na área de Duartina-SP -- Campinas,SP.: [s.n.], 2011.

Orientador: Francisco Sérgio Bernardes Ladeira.
Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Paleogeografia. 2. Solos - Formação. 3. Paleopedologia – Marília (SP). I. Ladeira, Francisco Sérgio Bernardes. II. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. III. Título.

Título em inglês: Marília formation paleosols : subsidies for the paleogeographic interpretation in the area of Duartina-SP.

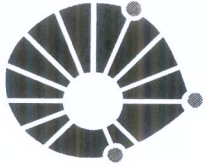
Keywords: - Paleogeography;
- Soils - Formation;
- Paleopedology – Marília (SP)

Área de concentração: Análise Ambiental e Dinâmica Territorial
Titulação: Mestre em Geografia.

Banca examinadora: - Francisco Sérgio Bernardes Ladeira;
- Archimedes Perez Filho;
- Pablo Vidal Torrado.

Data da defesa: 31/01/2011

Programa de Pós-graduação em Geografia.



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
ÁREA DE ANÁLISE AMBIENTAL E DINÂMICA TERRITORIAL**

AUTOR: Alexandre Pavia Junior

“Paelossolos da Formação Marília: subsídios para a interpretação paleogeográfica na área de Duartina - SP”

ORIENTADOR: Prof. Dr. Francisco Sergio Bernardes Ladeira

Aprovada em: 31 / 01 / 2011

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Francisco Sergio Bernardes Ladeira  - Presidente

Prof. Dr. Archimedes Perez Filho _____

Prof. Dr. Pablo Vidal Torrado _____

Campinas, 31 de janeiro de 2011

**Dedico este trabalho a minha família
e aos meus bons e verdadeiros amigos.**

Agradecimentos

Aos meus pais pelo carinho, preocupação, dedicação e incentivo ao longo de toda minha vida. A minha irmã, Ariane Pavia, pelo carinho e colaboração com as figuras e mapas deste trabalho.

Aos meus avós, em especial meu avô Leonídio Pavia, que me permitiu ter contato com o meio rural e sem o qual eu certamente não teria optado pela geografia, e minha avó Ida Vitória Viale Regiani, falecida a poucas semanas do término deste trabalho, pelo eterno carinho.

Ao Professor Francisco Sérgio Bernardes Ladeira pelos valiosos ensinamentos desde a graduação e agora neste trabalho de mestrado, pela compreensão e pelo companheirismo desde os tempo do Projeto Rondon.

A família Verbicaro e Verbicaro Perdomo, especialmente a D. Maria de Magdala e Sr. Cezar pelo carinho que por mim sempre tiveram, pelos conselhos, sugestões, risadas e pela carinhosa acolhida em seu lar, e sua filha, Carolina Verbicaro Perdomo, pelo carinho e companheirismo desde os primeiros dias da graduação.

A família Calvo Groth pela atenção e carinho, em especial a sempre amiga e companheira Maria Fernanda pelas constantes e valiosas sugestões, incentivos e críticas.

A Barbara Cristina pelo carinho e compreensão, especialmente na fase final deste trabalho.

Ao mestrando Stéfano Zincone pela, imprescindível e valiosa colaboração na descrição micromorfológica das amostras.

À Valdirene Pinotti pela carinhosa atenção dedicada durante o curso de pós-graduação.

Aos técnicos de laboratório, Cristiano Gonçalves da Silva e Lucia Helena dos Santos Carvalho pela ajuda na preparação e execução dos trabalhos laboratoriais.

Aos amigos Adiel Tanaka, Cristiane, Catoia, Fernanda Trevisan, Karen, Ivan, Aline, Priscila, Hugo, Emídio, Fernando, Estéfano, Marcelo, Pedro, Roberta e tantos outros que fizeram do universo acadêmico algo tão prazeroso. Ao amigo Daniel Carvalho Rocha pela sincera amizade desde meu primeiro dia em Campinas.

Aos amigos amparenses pela verdadeira amizade, confiança e companheirismo.

Certo de que a memória me permita cometer algum esquecimento, agradeço a todos aqueles que, de alguma forma ou outra, colaboraram para a realização deste trabalho.

ÍNDICE

RESUMO	v
ABSTRACT	vi
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	3
3. MATERIAL E MÉTODOS	5
3.1. Revisão Bibliográfica	5
3.2. Trabalho de Campo	5
3.3. Análises Laboratoriais	6
4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS	9
5. ASPECTOS GEOLÓGICOS	11
5.1. Era Mesozóica	11
5.2. Bacia do Paraná	14
5.2.1. Bacia Bauru	18
5.2.2. Origem e Localização da Bacia	20
6. ESTRATIGRAFIA REGIONAL	25
6.1. Descrição das Unidades Litoestratigráficas	30
6.1.1. Formação Araçatuba	32
6.1.2. Formação Adamantina	29
6.1.2.1. Litofácies Vale do Rio do Peixe	34
6.1.2.2. Litofácies São José do Rio Preto	35
6.1.2.3. Litofácies Presidente Prudente	36
6.1.3. Formação Marília	37
6.1.3.1. Membro Ponte Alta	44
6.1.3.2. Membro Serra da Galga	46
6.1.3.3. Membro Echaporã	48
7. CONSIDERAÇÕES SOBRE A CIMENTAÇÃO	51
7.1. Cimentação carbonática	53
7.2. Cimentação carbonática na Formação Marília	57
8. CONTEÚDO FOSSILÍFERO	63
9. CONCEITOS EM PALEOPEDOLOGIA	69

9.1. Implicações genéticas e ambientais de paleossolos	70
9.2. Paleossolos da Formação Marília	75
10. RESULTADOS OBTIDOS	79
10.1. Macromorfologia de paleossolos da Formação Marília	79
10.2. Micromorfologia de paleossolos da Formação Marília	89
10.3. Geoquímicas e mineralogia de paleossolos da Formação Marília	99
10.4. Conteúdo fossilífero de paleossolos da Formação Marília	109
11. CONCLUSÕES	115
12. BIBLIOGRAFIA	117
ANEXO 1	129
ANEXO 2	141
ANEXO 3	157
ANEXO 4	161

LISTA DE FIGURAS

4.1 – Mapa de localização da área no estado de São Paulo	9
4.2 – Afloramento dos paleossolos as margens da rodovia SP-294	9
5.1 – Mapa de localização da Bacia do Paraná	14
5.2 – Mapa Geológico simplificado da Bacia do Paraná	17
5.3 – Modelo de evolução da porção norte da Bacia do Paraná	21
6.1 – Distribuição das unidades litoestratigráficas na Bacia Bauru	28
6.2 – Coluna litoestratigráfica da Bacia Bauru	29
6.3 – Principais tipos de calcretes da Formação Marília	42
6.4 – Distribuição dos valores estatísticos através do método de SAHU	43
7.1 – Paleoambiente relacionado à calcretes da porção centro-norte da Bacia Bauru	58
7.2 – Distribuição de valores de C^{13} e O^{18} para calcários do Grupo Bauru	60
8.1 – Icnofósseis de <i>Macanopsis isp</i> e <i>Arenicolites isp</i>	66
8.2 – Icnofósseis de <i>Taenidium barretti</i>	67
9.1 – Critérios utilizados para o reconhecimento e descrição de paleossolos	72
9.2 – Esquema representativo para diferenciação de raízes e tocas	74
9.3 – Modelo de inversão do relevo associado aos calcários da Formação Marília	76
10.1 – Perfil esquematizado de paleossolos	80
10.2 – Imagem do 1º perfil de paleossolos analisado	83
10.3 – Imagem do 2º perfil de paleossolos analisado	84
10.4 – Imagem do 3º perfil de paleossolos analisado	85
10.5 – Imagem do 4º perfil de paleossolos analisado	86
10.6 – Imagem do 5º perfil de paleossolos analisado	87
10.7 – Imagem de horizonte de vertissolo	88
10.8 – Fábrica geral de amostras micromorfológicas	90
10.9 – Fotomicrografias de feições de cutãs	92
10.10 – Fotomicrografia de nódulos de argila, carbonáticos e mineralogia	93
10.11 – Fotomicrografias de nódulos de argila envolto por halo de calcita	94

10.12 – Fotomicrografias de Cristalárias	94
10.13 – Fotomicrografias de fissuras de contração em horizonte vértico	95
10.14 – fotomicrografias de grãos fraturados por fricção e argila iluvial	95
10.15 – Fotomicrografias de fissura de contração com parede carbonática alisada	96
10.16 – Fotomicrografias de muscovitas orientadas	96
10.17 – Gráfico de Estimativa de paleoprecipitação	101
10.18 – Mosqueamento em paleossolos sob influência de hidromorfia	102
10.19 – Mineralogia de paleossolos	106
10.20 – Esquema ilustrativo de formação de nódulos pedogenéticos	108
10.21 – Imagem de icnofóssil de arenicolites <i>isp</i>	109
10.22 – Bioturbações relacionados aos arenicolites <i>isp</i>	110
10.23 – Icnofóssis de Taenidium Barretti	111
10.24 – Ambientes paleogeográficos relacionados aos icnofósseis	112
10.25 – Bioturbações encontradas em paleossolos da Formação Marília	112
10.26 – Rizoconcreções e crotovinas em paleossolos da Formação Marília	113

Lista de Tabelas

Tabela 7.1 – Comparativo entre processos de cimentação	56
Tabela 10.1 – Síntese das características macromorfológicas	81
Tabela 10.2 – Síntese de características micromorfológicas	97
Tabela 10.3 – Grau de intemperismo e estimativa de paleoprecipitação	100
Tabela 10.4 – Valores das relações molares MnO/Fe_2O_3 e TiO_2/Al_2O_3	105



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
ANÁLISE AMBIENTAL E DINÂMICA TERRITORIAL**

Paleossolos da Formação Marília: subsídios para a interpretação paleogeográfica na área de Duartina-SP

**Resumo
Dissertação de Mestrado
Alexandre Pavia Junior**

O estudo de paleossolos tem se mostrado como uma importante ferramenta interdisciplinar na interpretação paleoambiental. Neste sentido, a interpretação de evidências paleopedológicas em paleossolos da Formação Marília (Maastrichtiano), membro litoestratigráfico superior do Grupo Bauru, se mostra de grande valia para a interpretação paleogeográfica do momento de sedimentação e posterior pedogênese dos depósitos arenosos. Os paleossolos da Formação Marília, na região de Duartina/SP, são constituídos por arenitos finos e médios, que se distribuem por horizontes pouco profundos e que demonstram uma paleosuperfície bastante aplainada, com estrutura de solo, predominantemente, composta por blocos nos horizontes B e ausente nos horizontes C, são paleossolos ricos em cimentação carbonática, nódulos carbonáticos, bioturbações e rizoconcreções. Dessa forma, este trabalho objetiva a análise de dados macro e micromorfológicos, químicos e paleontológicos para a interpretação paleogeográfica vigente, especialmente, durante os processos pedogenéticos. Tal análise se sustenta em atividades de campo e coleta de material, correlações bibliográficas e análises laboratoriais compostas por espectrometria de fluorescência de raios X e análises micromorfológicas. Os resultados obtidos corroboram com aqueles apresentados por diversos autores que analisaram os aspectos paleontológicos, químicos, macro e micromorfológicos e apresentam aspectos de pedogênese desenvolvida sob condições de semi-aridez e aridez. A geoquímica e a mineralogia das amostras, associadas aos aspectos paleontológicos, reforçam a idéia de ambientes de baixo grau de intemperismo na maioria dos horizontes analisados, mas também apontam para maior oferta de água aparentemente relacionada à variações topográficas.

Palavras-Chave: Paleogeografia, Paleossolos, Formação Marília.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
ANÁLISE AMBIENTAL E DINÂMICA TERRITORIAL

Marília Formation paleosols: subsidies for the palaeogeographic interpretation in the area of Duartina-SP

Summary
Dissertação de Mestrado
Alexandre Pavia Junior

The study of paleosols has proven to be an important tool in interdisciplinary palaeoenvironmental interpretation. In this sense, the interpretation of evidence palaeopedogenic paleosols in the Marília Formation (Maastrichtian), upper lithostratigraphic member of the Bauru Group, is proving invaluable for the palaeogeographic interpretation of the moment of sedimentation and subsequent pedogenesis of sandy deposits. The paleosols of the Marília Formation in the region of Duartina / SP are composed of fine sandstones and medium spread over the shallow horizons and demonstrate a paleosurfaces quite flattened, with soil structure predominantly composed of blocks in B horizons and absent in C horizons, are rich in paleosol carbonate cementation, carbonate nodules, bioturbations and rhizoliths. This study aims to analyze data macro and micromorphological, chemical and paleontological for interpreting paleogeographic force, especially during pedogenic processes. This analysis is based on field activities and sample collection, laboratory analysis and correlations bibliography composed by fluorescence spectrometry X-ray and micromorphological analysis. The results are consistent with those presented by several authors who analyzed the paleontological aspects, chemical, micro and macro aspects of pedogenesis have developed under conditions of semi-arid and arid. The geochemistry and mineralogy of samples associated with the paleontological aspects, reinforce the idea of environments with low degree of weathering in most horizons analyzed, but also point to increased supply of water apparently related to topographic variations.

Keywords: paleogeography, paleosol, MaríliaFormation.

1. Introdução

O trabalho teve como foco central a descrição e análise de paleossolos da Formação Marília, membro estratigráfico do Grupo Bauru, em área do município de Duartina/SP. São estes, o resultado da preservação de solos formados em condições ambientes diferentes daquelas existentes atualmente, e que passaram por hiatos deposicionais que possibilitaram a existência de processos pedogenéticos interrompidos por novos processos de deposição que, por sua vez, resultaram na atual seqüência sedimentar de paleossolos. Sendo assim, os depósitos preservam características macro e microscópicas de solos, semelhantes aos atuais, que podem ser utilizadas como ferramentas no estudo paleopedológico. Para tal, utiliza-se de métodos pedológicos semelhantes aos utilizados no estudo pedológico moderno.

No conjunto estratigráfico do Grupo Bauru (Formações Adamantina, Araçatuba e Marília), a Formação Marília se apresenta no topo da seqüência sedimentar da Bacia. A estrutura estratigráfica foi dada a maior importância, até o presente momento, no que se refere ao conhecimento existente disponível sobre o Grupo e suas Formações. Alguns autores possuem trabalhos de reconstituição paleogeográfica dos dos depósitos sedimentares e seus eventos de deposição, no entanto, muitos destes autores não fizeram uso detalhado dos perfis de paleossolos, mas somente de alguns caracteres como isótopos, em especial de carbono e oxigênio, e granulometria, que, no entanto, forneceram informações importantes. De acordo com Suguio (1973), a Formação Bauru reuniu características muito importantes para o entendimento do Mesozóico, uma vez que fornece dados sobre clima, paleogeografia, condições ambientais de fonte e sítios de deposição e tectônica.

Os paleossolos da referida Formação são caracterizados por perfis de forte cimentação carbonática e granulometria predominante de areia e silte e rica em registros fossilíferos, que em conjunto com as demais características da Formação sugerem deposição em leques aluviais de climas semi-árido a árido. A cimentação carbonática tem importância destacada, uma vez que se constitui em fornecedor de dados sobre parâmetros sedimentológicos e geoquímicos relacionados aos calcários de origem continental.

Desta forma, este trabalho busca auxiliar na compreensão de paleossolos formadores das seqüências sedimentares da Formação Marília – Grupo Bauru, especialmente aquelas aflorantes em Duartina/SP e desta forma contribuir para o conhecimento paleogeográfico de seu ambiente de formação. Para tal, buscou-se a reconstrução dos depósitos que deram origem aos sedimentos

do Grupo Bauru, em especial as Formações Araçatuba, Adamantina e Marília. Posteriormente, foram analisadas algumas considerações sobre a cimentação carbonática existente nos depósitos arenosos. Essa análise é de grande valia, pois, através dela são comprovados o caráter continental dos sedimentos, bem como intemperismo não contemporâneo, as condições paleoclimáticas e paleopedológicas. Fato marcante dos depósitos sedimentares da Bacia Bauru é a riquezaossilífera que é abordada como uma ferramenta adicional na análise paleoambiental, fornecendo evidências essenciais às conclusões produzidas neste trabalho. Ao final, são abordados os paleossolos da Formação Marília, de modo a descreve-los macro e micromorfológicamente, a fim de fornecerem subsídios adicionais à interpretação paleoambiental dos depósitos arenosos em questão.

2. Objetivos

O objetivo geral deste trabalho se relaciona ao reconhecimento e análise de diferentes perfis de paleossolos da Formação Marília – Grupo Bauru, que afloram em área do município de Duartina/SP, procurando identificar os processos paleopedogenéticos de formação dos perfis.

Os objetivos específicos foram:

- ao reconhecimento e descrição de perfil de paleossolos,
- o reconhecimento e descrição de características paleopedológicas e suas implicações pedogenéticas e climáticas,
- reconhecimento paleogeográfico do momento de sedimentação e posterior paleopedogênese.

Dessa forma, busca-se contribuir com a ampliação dos conhecimentos sobre os fatores ambientais que estabeleceram a alternância cíclica entre os diferentes extratos sedimentares da Formação Marília, bem como a definição dos fatores ambientais que determinaram a sedimentação e posterior pedogênese.

A descrição seguida da análise de tais perfis de paleossolos torna-se, portanto, uma ferramenta para a obtenção de informações mais detalhadas sobre as condições paleogeográficas existentes no período de deposição dos sedimentos em questão, e desta forma, contribui para a correta compreensão da paisagem e processos reinantes no Mesozóico, em especial na porção central do Planalto Ocidental Paulista, onde se insere a Formação Marília. Assim, desta maneira, acredita-se que estes depósitos possam indicar importantes subsídios ao entendimento do clima, paleogeografia, mecanismos de deposição e erosão.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Revisão bibliográfica

O desenvolvimento dos trabalhos se inicia com ampla revisão bibliográfica que objetiva o levantamento temático e específico, tendo como objetivo central o aprofundamento e atualização em temas de interesse e metodologias utilizadas por diversos e importantes autores, estando estes relacionados principalmente a: pedologia, paleopedologia, paleoclimatologia, paleontologia, sedimentologia, estratigrafia, cimentação carbonática, além de geologia e geomorfologia da região onde se situa o afloramento analisado.

O material cartográfico também foi de grande valia em trabalhos de análise geográfica, sendo assim, o uso de mapas geológicos, pedológicos e geomorfológicos em escala 1:50.000 se fez pertinente ao andamento dos trabalhos.

3.2. Trabalho de campo

Além da análise bibliográfica e cartográfica, houve trabalhos de campo, que proporcionaram contato com as estruturas em questão e possibilitaram a coleta de dados litoestratigráficos e paleopedológicos, que em conjunto nos forneceram subsídios para uma reconstituição paleogeográfica da Formação em seu momento de paleopedogênese. Cabe ressaltar que os trabalhos de campo são de extrema importância nos estudos paleopedológicos, já que a coleta de material, descrição dos perfis e conseqüente interpretação dos caracteres macroscópicos somente são possíveis mediante os trabalhos no terreno.

Os trabalhos de campo foram rigorosamente seguidos de acordo com os procedimentos metodológicos estabelecidos no Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo (Santos *et al.*, 2005), sendo eles: a) seleção do perfil ideal; b) identificação e demarcação dos horizontes, sempre da porção superior para a inferior do afloramento; c) Identificação das feições pedológicas – bioturbações, nódulos e mosqueamento; d) marcação dos pontos com equipamentos de localização por satélite – GPS; e) definição das cores mais representativas do perfil, de acordo com a escala de cores Munsell para solos; f) coleta de amostras orientadas para análises; g) registro fotográfico, confecção de perfil digital e medição de espessura dos horizontes.

Para os trabalhos de campo foi selecionado um afloramento às margens da rodovia SP-294, sendo este selecionado devido à facilidade de acesso e qualidade do afloramento, além da quantidade de perfis visualizados e horizontes contidos. O afloramento analisado possibilitou a descrição e coleta de material de 23 horizontes de paleossolos em 5 perfis que estavam reunidos, em aproximadamente, 17 metros de depósito aflorante.

3.3. Análises Laboratoriais

Concluída a etapa de coleta, foram preparadas lâminas delgadas de tamanho 3x30x50mm de todos os horizontes de paleossolos coletados. As amostras foram trabalhadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da Unicamp e no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Unesp – Rio Claro. As lâminas confeccionadas no Laboratório de Laminação do IG/Unicamp passaram por processo de impregnação com resina de poliéster, uma vez que o material sedimentar se apresentava bastante desagregado em significativa parcela de amostras. A resina utilizada é composta por 88 ml de epóxi araldite (EP 1204), 10 ml de catalizador (EP 1204), 19 ml de álcool etílico e corante azul de metileno, utilizado para melhor destaque da porosidade do material.

As lâminas foram descritas segundo o guia de descrição de lâminas organizado por Castro *et al.* (2003) e Castro (2008), que por sua vez se utilizam de materiais organizados por Bullock *et al.* (1985) e Brewer (1964). Para a descrição micromorfológica foram utilizados microscópios binoculares de luz polarizada da empresa Leica em versões da série DM.

Outra parcela do material, também de todos os horizontes coletados, passou por trituração e moagem no Laboratório de Geoquímica Analítica do Instituto de Geociências da Unicamp. Este procedimento destina-se à determinação da perda ao fogo à 1000°C (%PF), preparação de discos de vidro e pastilhas prensadas e análise química por espectrometria de fluorescência de raios X.

As amostras foram primeiramente britadas em triturador de mandíbulas. Esse procedimento foi necessário devido à forte cimentação carbonática de parcela das amostras. Posteriormente, cada amostra britada foi misturada em folhas de papel de seda e divididas em quatro porções, das quais 2 foram utilizadas. Esse procedimento visa proporcionar maior uniformidade do material a ser trabalhado. Realizada a etapa de mistura e separação, 100g do material resultante foram moídas em moinho planetário de discos de ágata da empresa Fritsch.

Somente as amostras DP5H1 e DP5H2 passaram por moagem em moinho vibratório devido à intensa cimentação carbonática.

Os elementos maiores e menores foram determinados em discos de vidro no programa de silicatos do super Q, com exceção das amostras L-225 (DP1H2), L-227 (DP1H4), L-230 (DP2H2), L-238 (DP3H7), L-240 (DP4H2), L-244 (DP5H1), L-246 (DP5H3) e L-247 (DP5H4) que foram analisadas no programa Uniquant para elementos maiores por consequência da alta concentração de CaO que possuíam. Para controle de qualidade dos resultados a amostra DP4H2 foi duplicada na preparação da amostra durante a etapa de moagem e três amostras de materiais de referência internacionais (RGM-1, WSE e BRP-1) foram analisadas em paralelo.

A metodologia utilizada neste trabalho é perfeitamente condizente com os mais atuais métodos, em escala mundial, para a interpretação de Paleossolos. De acordo com Nash (2003), os trabalhos com enfoque em paleossolos devem ser compostos de metodologias clássicas como análises morfológicas, texturais e químicas e, eventualmente, a associação entre novas técnicas e inovação de novas metodologias. Para o autor, no que se refere à calcretes, o estudo morfológico pode fornecer informações sobre calcretes pedogenéticos ou de águas de lençol (*groundwater calcretes*). As análises químicas, através das variações isotópicas, podem fornecer a idade dos calcretes e seu ambiente de formação.

4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS

Os trabalhos vinculados à pesquisa foram realizados em área do município de Duartina/SP, pertencente à mesorregião administrativa de Bauru, distando desta cidade aproximadamente 55 km.



Figura 4.1 – Mapa de localização da área do afloramento.

Especificamente, foi utilizado um afloramento às margens da rodovia SP-294 – Rod. Cmdt João Ribeiro de Barros que interliga as cidades de Duartina/SP à Garça/SP na altura do Km 405, com posição geográfica $22^{\circ}19'53''$ S e $49^{\circ}28'51''$ O e altimetria de 606 metros.



Figura 4.2 – Vista do afloramento, rod SP-294. Foto: Eduardo M. P. Dantas.

De acordo com Mapa das Unidades Hidrográficas de Gerenciamento de Recursos Hídricos – UGRHI elaborado pelo IGC (1996), a área de estudos se enquadra na Bacia do Médio Paranapanema. Os terrenos sedimentares do Grupo Bauru comportam grandes quantidades de água subterrânea, apesar da dureza de suas águas em zonas de arenitos mais carbonatados. O clima é classificado como tropical continental do tipo Aw, segundo a classificação de Koppen, com temperatura média de 22°C, pluviosidade de 1500 mm anuais, com alternância entre estações secas e chuvosas. A cobertura vegetal original era de floresta tropical latifoliada, porém atualmente, somente as porções mais íngremes e matas ciliares preservam tal cobertura, sendo a vegetação original substituída por agropecuária, especialmente cultivos perenes e atividades de pastoreio, apesar do crescente avanço das atividades agroindustriais e urbanização sobre os terrenos do Grupo Bauru.

O ponto de coleta e pesquisa se situa em área do Planalto Ocidental Paulista, que de acordo com Almeida (1964) recobre área da ordem de 100.000 Km², 2/5 do território paulista, ou seja, todo o território que se encontra a oeste das Cuestas Basálticas.

No Planalto Ocidental Paulista o Grupo Bauru se apresenta com relevo uniforme e monótono, com espigões convexos com campos e topos ondulados, produzindo baixas e amplas colinas que avançam, através de relevo suavizado, em direção aos principais eixos de drenagem (ALMEIDA, 1964).

5. ASPECTOS GEOLÓGICOS

5.1. Era Mesozóica

A Era Mesozóica compreende a história geológica da Terra entre o final da Era Paleozóica (242 milhões de anos) e o início da Era Cenozóica (64 milhões de anos), abrangendo, portanto, aproximadamente 178 milhões de anos.

De acordo com Sgarbi (1997), o Mesozóico foi marcado pela existência de terras emersas compostas basicamente pelos dois supercontinentes Laurásia e Gondwana, separados pelo mar equatorial de Tethys, de grandes desertos, temperatura média entre 30 e 33°C e pela grande geração e fixação de matéria orgânica, depositada principalmente no citado mar, hoje encontrada na forma de depósitos de hidrocarbonetos no México, Venezuela, Líbia e Golfo Pérsico. Há registros de répteis e flora no Alasca e Groelândia, em paleolatitudes superiores a 70° N, havendo climas temperados nos pólos, onde a temperatura média variava entre 8 e 10°C, e condições tropicais a subtropicais prevalecendo em latitudes de até 45°. Tais correlações paleoclimáticas são possíveis devido aos dados isotópicos e evidências florais (SGARBI, 1997).

A Era Mesozóica é, classicamente, subdividida em três períodos (BRITO, 1990):

- Triássico - o mais antigo e que foi assim denominado devido aos estudos de rochas com evidente divisão tripartida. O período teve duração aproximada de 245 a 205 milhões de anos e é caracterizado por um incremento no processo de aridização mundial, onde prevalecia um clima com alternância de estações secas e úmidas, marcado pelo início do domínio das gimnospermas e expansão de diversos gêneros de répteis.
- Jurássico - compreende as idades entre 205 e 135 milhões de anos e é caracterizado pelo domínio dos grandes dinossauros, sendo limite inferior marcado pela transgressão marinha e surgimento das angiospermas.
- Cretáceo - temporalmente se posiciona aproximadamente entre 135 a 64 milhões de anos. É marcado pelo súbito desaparecimento de diversos grupos de répteis, dinossauros, moluscos, equinóides etc. Uma fina camada de argilas ricas em Irídio encontrada no limite Cretáceo/Terciário em diversas partes do globo tem sugerido a alguns autores que a causa de tamanha extinção pode ter sido a queda de um grande asteróide.

O Cretáceo é o último e mais longo período da Era Mesozóica. Este é reconhecido desde o século XIX como *Systeme de la craie* na França, *Chalk* na Inglaterra e *Kreide* na Alemanha. É subdividido em Cretáceo Inferior e Cretáceo Superior, cada uma delas subdivididas em 6 idades. O Cretáceo Inferior é subdividido nas Idades: Berriasiano; Valanfiniano; Hauteriviano; Barremiano; Aptiano e Albiano. Já o Cretáceo Superior se subdivide em: Cenomaniano; Turoniano; Coniaciano; Santoniano; Campaniano; Maastrichtiano, estando neste grupo o subperíodo de maior interesse neste trabalho, o Maastrichtiano, que por sua vez, foi descrito primeiramente por Dumont, em 1849, como um sistema na cidade de Maastricht, sul da Holanda (BRITO, 1990).

Os terrenos acumulados durante o Cretáceo, onde são altos os teores de calcário, se caracterizavam por ambientes com temperaturas mais elevadas e mais uniformes que as atuais, além de climas mais secos (BRITO, 1990).

Tamanha disparidade entre os ambientes daquele momento e os atuais é justificada pelas mudanças climáticas, que têm sido registradas ao longo de praticamente todas as Eras Geológicas (SGARBI & DARDENE, 1997). Segundo o mesmo autor, ainda é possível verificar importantes registros mesozóicos e estes se caracterizam por demonstrar um ambiente de clima predominantemente quente, com elevados níveis marinhos e pequena variação térmica entre o Equador e os Pólos.

Sugiuo (1996), Sgarbi (1997) e Goldberg & Garcia (2000) corroboram ao afirmar que o Cretáceo foi caracterizado por um clima mais quente que o atual, cuja média global permanecia entorno de 10°C acima da temperatura média em vigor no planeta atualmente, quando a água só poderia existir nas formas líquida e gasosa. Sugiuo (1996) também defende que os períodos de maior umidade situam-se entre o Coniaciano e o Santoniano, entretanto, os períodos de maior aridez situam-se no Maastrichtiano, quando correntes torrenciais vindas do Arco da Canastra teriam gerado pavimentos detríticos com cimentação calcária.

Para Sgarbi (1997) todas estas mudanças climáticas estão, de alguma forma, relacionadas a três fatores: a) a energia solar emitida pelo sol (Luminosidade Solar); b) a quantidade de energia solar refletida de volta ao espaço (Albedo); c) a quantidade da radiação infra-vermelha emitida pela superfície do planeta e absorvida pela atmosfera terrestre (Efeito Estufa). No entanto, a principal causa de mudança climática seria a concentração variável de CO₂ na atmosfera. Diversos autores associam estas mudanças atmosféricas a três fenômenos: vulcanismo

em grande escala; impacto de um corpo extraterrestre; ou a própria ação dos seres vivos. Para Robinson *et al.* (2002), durante o Maastrichtiano, houve uma elevação da pressão atmosférica por consequência do aumento de CO₂ atmosférico, oriundo de atividade vulcânica, provocando o aumento do nível dos oceanos, que por sua vez passou a produzir mais CO₂ devido ao aumento na matéria orgânica disponível nos oceanos.

Neste sentido, o Mesozóico aparece como uma importante fase de concentração de CO₂ atmosférico, uma vez que é neste momento que ocorrem grandes vulcanismos, como os derrames do planalto de Deccan e mais tarde por eventos como os derrames na Bacia do Paraná. É, também, no final do Mesozóico que ocorreu o choque de um grande meteorito na região da Península de Yucatan, cuja colisão se deu sobre uma plataforma carbonática, o que provocou a dispersão de grande quantidade de CO₂ através da vaporização de carbonatos e sulfatos o que pode ter provocado um acréscimo de 10°C na temperatura global (SGARBI & DARDENE, 1997).

O Cretáceo foi inicialmente reconhecido no Brasil em 1838 por George Gardner na Chapada do Araripe e atualmente é trabalhado em diversas porções do território. Na Bacia do Paraná é representado pelos basaltos da Formação Serra Geral, e pelas rochas sedimentares e considerável registro paleontológico do Grupo Bauru (BRITO, 1990). Na região Amazônica é representado pelas camadas sedimentares conhecidas como Alter do Chão, no Mato Grosso é representado pela Formação Parecis. Nas bacias costeiras o Cretáceo se apresenta de forma mais completa, uma vez que nestas áreas, especialmente no Nordeste, é possível encontrar registros do Cretáceo Inferior até o Maastrichtiano.

No Brasil o Triássico e o Jurássico são mal representados, já que o continente Sul-Americano ainda se encontrava unido à África o que se refletia em relativa estabilidade tectônica, não permitindo ingressões e regressões marinhas e acúmulos consideráveis de sedimento, período este interrompido pela reativação Wealdeniana, que ocorre no início do Cretáceo (BRITO, 1990). De acordo com Mizuzaki *et al.* (2002), os dados radiométricos da margem atlântica da América do Sul indicam ausência de rochas magmáticas entre o intervalo de 120 e 100 milhões de anos, portanto, sugerindo uma separação entre os dois continentes no final do período Jurássico e início do Cretáceo. Em contrapartida, os dados a respeito do Cretáceo são fartos e distribuídos por numerosa quantidade de bacias sedimentares interiores e marginais, sendo o Cretáceo um dos períodos mais estudados devido à existência de depósitos de hidrocarbonetos.

5.2. Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná (figura 5.1) abrange uma extensa área do território brasileiro, ocupando terras dos estados de Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e Mato Grosso. Especialmente, a Bacia localiza-se entre os paralelos 16° e 35° Sul e os Meridianos 46° e 56° Oeste, o que lhe garante um formato alongado na direção NNE – SSW, estendendo-se por aproximadamente 1.750 Km de comprimento e 900 Km de largura, totalizando aproximadamente 1.300.000 Km² (FERNANDES & COIMBRA, 2000). Além dos limites territoriais brasileiros, a Bacia ocupa áreas no Paraguai (100.000 Km²), Argentina (400.000 Km²) e Uruguai (100.000 Km²).

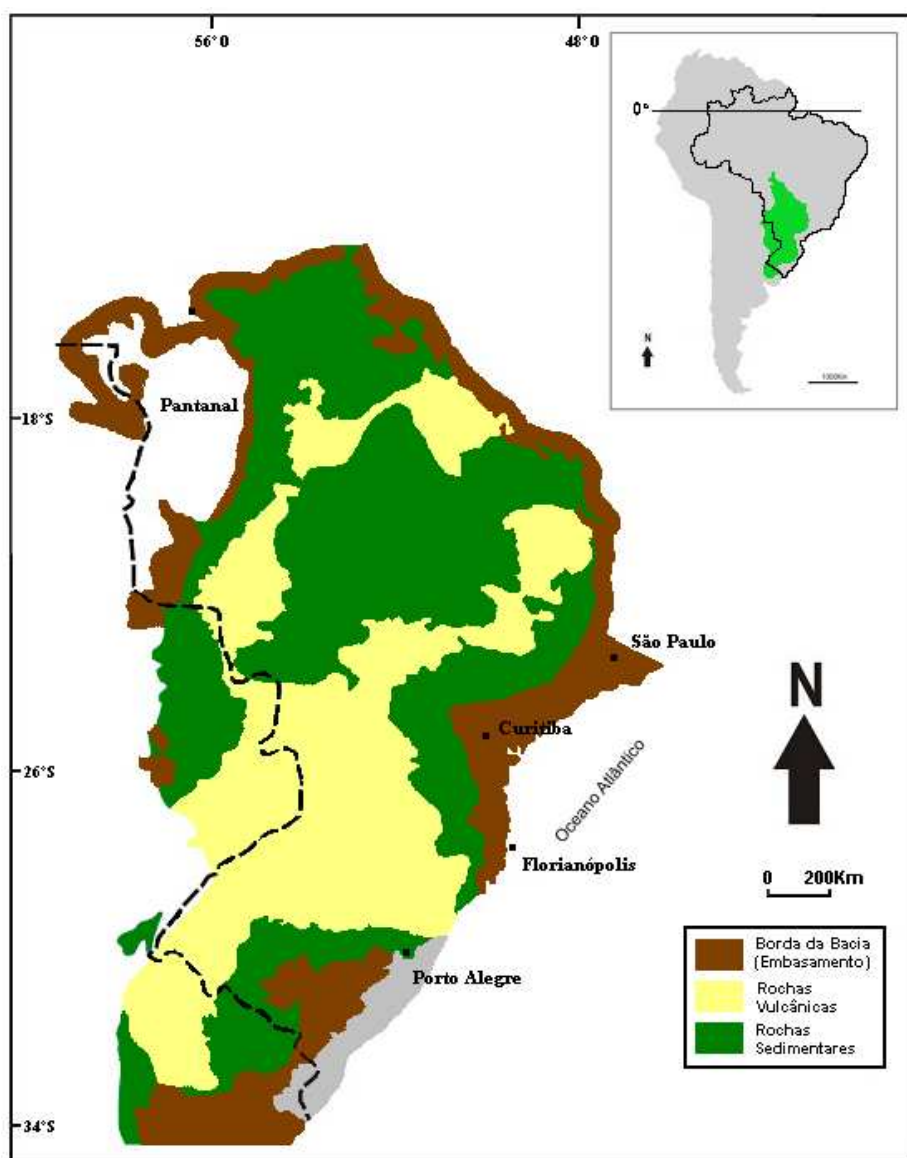


Figura 5.1 - Mapa de localização da Bacia do Paraná (modificado de Milani *et al.*, 1997)

Os processos responsáveis pela origem e posterior evolução da Bacia do Paraná estão, segundo Godoy *et al.* (2006b), relacionados à existência de esforços gerados pela convergência entre a placa Pantalassiana e a paleomargem sudoeste do Supercontinente Gondwana. De acordo com Paula e Silva (2003), durante o Mesozóico-Cenozóico a Bacia do Paraná passa a sofrer a influência de eventos tectônicos relacionados à ruptura do Gondwana, à abertura do Atlântico Sul e à migração da Placa Sul-Americana para oeste, na chamada Reativação Wealdeniana, que dão início ao vulcanismo Serra Geral.

Para Nardy *et al.* (2008), o supercontinente Gondwana foi, durante o Mesozóico, uma área de intensa atividade magmática, resultando em grandes derrames. Posteriormente, por movimentos distensivos deu-se a separação continental e o aparecimento de novas bacias oceânicas, sendo que a Bacia do Paraná antecedeu a formação do Atlântico Sul, dando origem à sua correlata em território africano, a Bacia do Etendeka. Porém, a Bacia do Paraná teria recebido algo entorno de 95% de todo o volume de magma produzido e Etendeka somente 5%.

Com a ruptura do mega-continente Gondwânico, no Cretáceo Inferior, seguida de evolução da plataforma Sul-Americana, desenvolveram-se condições propícias para o acúmulo de sedimentos na área, atualmente, abrangida pela Bacia Bauru, no Cretáceo Superior (FULFARO & PERINOTO, 1996).

Sendo assim, a Bacia do Paraná é uma bacia do tipo intracratônica, que se desenvolveu na Plataforma Sul-Americana, preenchida, posteriormente, por rochas vulcânicas e sedimentares, com idades que variam dos períodos Neo-Ordoviciano ao Neocretáceo, o que temporalmente corresponde ao intervalo de 445 a 80 milhões de anos (TORRES, 2005). Petri & Fulfaro (1983) afirmam que das Bacias Intracratônicas, a do Paraná é a única com depósitos cretáceos deste intervalo. Diversos autores, entre eles Suguio (1973), Zalan *et al.* (1987), Petri (1983), Hasui & Haralyi (1991), Fernandes (1998), entre outros, reconhecem a Bacia do Alto Paraná, limitada ao norte pelo Alto do Paranaíba (ou Canastra) e ao sul pelo arco de Ponta Grossa. Suguio (1981) e Fernandes (1998), além de considerarem os fatores paleoambientais e paleoclimáticos como fatos de grande importância, também afirmam que as unidades litoestratigráficas supra basálticas do Cretáceo, na Bacia do Paraná, tiveram a sua distribuição espacial fortemente condicionada pelo arcabouço estrutural regional, o que resultou em deposição entre o Arco da Canastra, Arco da Serra do Mar e Arco de Ponta Grossa. Zalan *et al.* (1987), Hasui & Haralyi (1991) e Machado (2005) afirmam que o soerguimento da região costeira do sudeste brasileiro propiciou a

subsidiência da porção centro-sul da bacia, dando início ao processo de sedimentação. Essa sedimentação se realizou a uma velocidade de 28 a 38 m/Ma (OLIVEIRA, 1989).

Para Godoy *et al.* (2006), a reativação de estruturas antigas deu origem aos relevos topograficamente mais elevados e circundantes à bacia, estes são os três arcos estruturais mencionados anteriormente. Para Fernandes & Coimbra (1996), a sedimentação do Bauru se deu concomitantemente ao soerguimento das bordas que para eles seriam os altos tectônicos do Alto Paranaíba, Serra do Mar, Arco de Ponta Grossa, além do Alto de Rondonópolis e do Arco de Assunção, que em conjunto definem os limites da Bacia. O mesmo é defendido por Sgarbi & Dardene (1997) ao citar Almeida (1967) e Petri (1991).

Esta configuração é grandemente condicionada por estruturas antigas do seu embasamento, as quais foram reativadas no decorrer de sua história. Tais estruturas são representadas por arcos, flexuras, alinhamentos tectônico/magnéticos, além de áreas de maior subsidiência com orientações gerais de padrão N-NE e NW (SUGUIO, 1981).

Para Machado *et al.* (2005), o depósito sedimentar da Bacia do Paraná pode ser dividido em seis super-sequências (figura 5.2): Rio Ivaí (Neo-Ordoviciano); Paraná (Devoniano); Gondwana I (Permiano-Neotriássico); Gondwana II (Triássico Médio- Neotriássico); Gondwana III (Neojurássico-Neocomiano) e Bauru (Aptiano-Maastrichtiano-Neocretáceo). Tais períodos se relacionam às fases de subsidiência intercaladas por períodos de erosão.

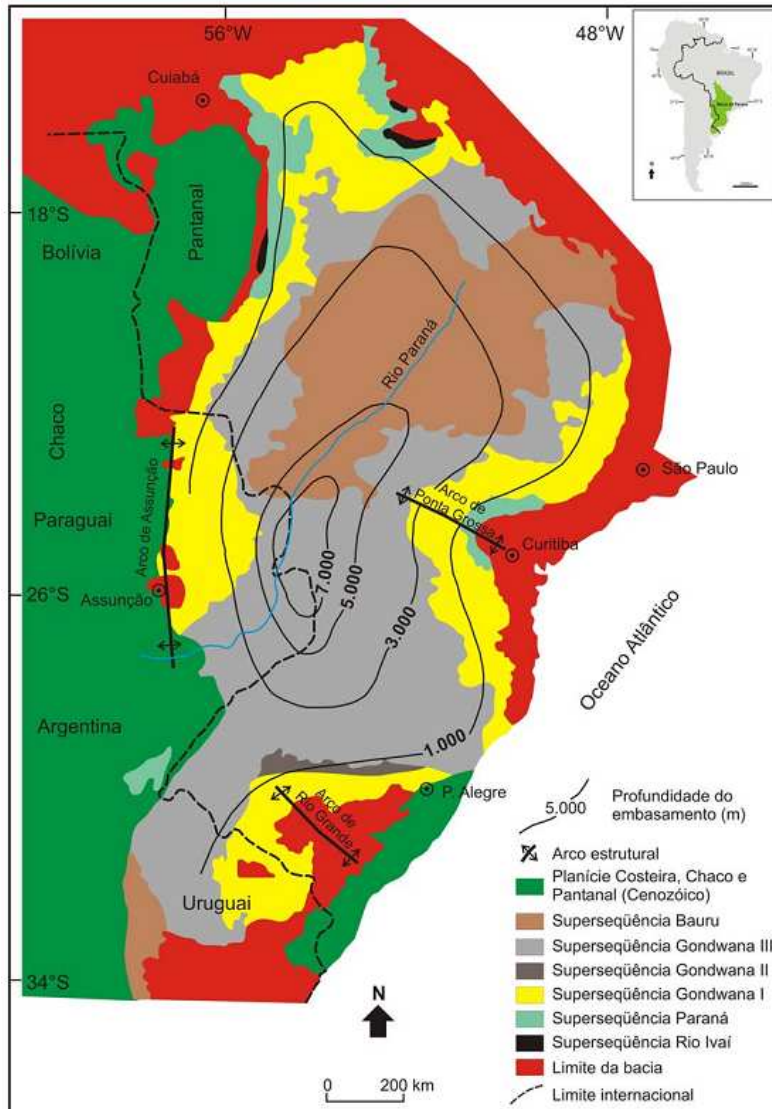


Figura 5.2 – Mapa Geológico simplificado da Bacia do Paraná, os principais Elementos tectônicos e acidentes geográficos (retirado de Silva, 2006).

Litologicamente, a Bacia é constituída por rochas vulcânicas e sedimentares. As primeiras compõem a Formação Serra Geral, Grupo São Bento, e as posteriores se referem aos depósitos sedimentares do Grupo Bauru. As primeiras são resultado de grandes eventos vulcânicos e recobrem aproximadamente 75% da superfície da bacia do Paraná, formando o assoalho para posteriores eventos de sedimentação.

5.2.1. Bacia Bauru

Os estudos iniciais de geologia da seqüência supra-basáltica neocretácea tiveram origem segundo duas vertentes, uma de Minas Gerais e outra dos estados de São Paulo e Paraná, que tenderam a se unificar no tempo, já que foram sendo realizadas diversas tentativas de correlação e regionalização da estratigrafia, bem como da evolução geológica da Bacia como um todo. O distanciamento inicial deveu-se basicamente a dificuldade de interação devido às grandes distâncias, à escassez de levantamentos básicos regionalizados e às particularidades ocasionadas pela posição daquelas áreas na bacia, em especial o contexto deposicional e tectônico, fonte de fornecimento dos sedimentos, entre outros (FERNANDES, 1998).

Além do interesse científico, fatores de ordem econômica promoveram notáveis avanços no conhecimento das unidades neocretáceas, principalmente no que se refere ao estímulo às campanhas de cartografia regional, disponibilidade hídrica subterrânea e depósitos calcários (SUGUIO, 1973).

No caso mineiro, em especial no Triângulo Mineiro, os interesses estavam vinculados principalmente à exploração de calcário para produção de cimento e à prospecção de recursos minerais como apatita, pirocloro, diamante etc. Nos anos 70 promoveu-se uma série de mapeamentos regionais em São Paulo, cujo objetivo maior era o aproveitamento de água subterrânea pelo Departamento de Águas e Energia Elétrica – DAEE, e construção e manutenção de grandes barragens, financiados pela Companhia Energética de São Paulo – CESP.

Apesar destes trabalhos, o pioneirismo dos relatos deve-se a Gonzaga de Campos em 1905, quando este realizava trabalhos a serviço da Companhia de Estrada de Ferro Noroeste do Brasil, que culminaram com a introdução na literatura geológica da denominação “Greze de Bauru” (BRANDT NETO *et al.*, 1978).

Outros autores, entre eles Florence em 1907, e Baker em 1923, se destacaram no início do século passado pelos trabalhos envolvendo a nova unidade suprabasáltica e pelas primeiras descobertas paleontológicas, a exemplo de Ilhering em 1911, além da primeira representação das unidades Bauru e Caiuá em mapas. Maack em 1941, em incursões realizadas através dos divisores de água Paranapanema/Ivaí e Ivaí/Piquiri, reconheceu o Arenito Caiuá sobreposto aos basaltos da Formação Serra Geral e o cartografou, denominando-o de Arenito de São Bento Superior (FERNANDES, 1998).

De acordo com Pires (1982), em um segundo momento, surgiram os trabalhos de caracterização, a partir dos quais se passa a destacar os trabalhos litológicos e sedimentológicos de caráter regionalizado, além de trabalhos que buscavam as primeiras subdivisões estratigráficas da Unidade Bauru no estado de São Paulo, entre os autores deste período podemos destacar os trabalhos de Setzer (1943), Almeida & Barbosa (1953) e Mezzalira & Arruda (1965). Passada esta fase, os mapeamentos passam a adquirir importância crescente com diversos trabalhos de mapeamento geológico regional, os quais priorizavam o caráter litoestratigráfico, desenvolvidos especialmente em São Paulo e Norte e Noroeste do Paraná. Vale ressaltar que é neste período que se delinearão as bases da estratigrafia do Grupo Bauru, onde se destacam os trabalhos de Suguio (1973), Landim & Soares (1976), Coimbra (1976), Brandt Neto *et al.* (1978), Barcelos (1984) entre outros, que esboçaram propostas estratigráficas para o Período Cretáceo no Brasil, em especial no estado de São Paulo, onde a unidade Bauru foi apresentada com status de Grupo, composto por 4 Formações que corresponderiam às unidades: Formação Caiuá; Fácies Santo Anastácio; o conjunto Litofácies Araçatuba/Fácies Taciba e Ubirajara; e por fim Litofácies ou Formação Marília (FERNANDES, 1998).

Por fim, um quarto período passa a englobar trabalhos de aplicação e/ou revisão de parcelas da estratigrafia estabelecida em períodos anteriores, destacando-se os trabalhos de mapeamento geológico na região do Pontal do Paranapanema, Noroeste do Paraná, porção setentrional da Bacia do Paraná e revisões que apresentaram novos dados sobre ambientes deposicionais, litologias e redefinições.

Tal divisão em períodos de conhecimento a respeito do Bauru é baseada no trabalho realizado por Fernandes (1998) que divide o conhecimento sobre a cobertura supra-basáltica em quatro fases: a fase Pioneira (1905 até os anos de 1940); uma fase de caracterização (dos anos de 1950 aos anos 60); a fase de mapeamentos litoestratigráficos (dos anos de 1970 e início da década de 80); e uma fase atual (iniciado em meados dos anos 80 até os dias atuais). As diversas designações e hierarquizações que a Bacia recebeu devem-se às distintas preocupações de cada autor que englobavam os aspectos regionais, sedimentologia, geoquímica, paleontologia e distribuição vertical das litologias (SOARES *et al.*, 1980). Muitos deste trabalhos foram realizados em setores específicos da Bacia e seus resultados foram extrapolados para toda a extensão desta, sem necessariamente comprovar a possibilidade de generalização.

De acordo com Soares *et al.* (1980) a partir do momento que foi inserida a denominação “Greis de Bauru” na literatura, o mesmo tem sido intensa e detalhadamente pesquisado, mas devido a sua área de abrangência e a ausência de horizontes litoestratigráficos ou bioestratigráficos, não havia uma divisão em unidades que pudessem ser caracterizadas regionalmente dentro de uma classificação estratigráfica formalizada. Sendo assim, elevou-se a Série/Grupo/Formação Bauru para Grupo Bauru e apresentou-se uma proposta de subdivisão litoestratigráfica para o mesmo.

5.2.2. Origem e Localização Geográfica

Ao iniciar o Período Cretáceo, após atravessar um longo período de relativa estabilidade, a porção Sudoeste do megacontinente Gondwana apresentou eventos de intenso extravasamento de grandes volumes de lavas basálticas. Tal episódio, correspondente a Formação Serra Geral no Brasil e às rochas de Etendeka, formação correlata na Namíbia, precedeu e acompanhou a ruptura do paleocontinente e prosseguiu com a abertura do assoalho submarino e a deriva continental que promoveram a separação entre os atuais continentes Sul-Americano e Africano, com a abertura do Oceano Atlântico, que teria ocorrido entorno de 120 milhões de anos, segundo datações feitas através de traços de fissão em apatita (NARDY *et al* 2008; RICCOMINI, 1997; SQUISATO, 2008 e GODOY *et al.*, 2006b). Essa idade é contestada por Mizuzaki *et al.* (2002), que defendem a abertura do oceano a menos de 100 milhões de anos.

Neste novo quadro tectônico, a porção centro-sul da Plataforma Sul-Americana passa, sucessivamente, a responder aos efeitos da carga representada pelas rochas basálticas que preenchem aproximadamente 1700 metros de espessura e ocupam uma área de 1.600.000 km², a julgar pela extensão preservada (SOARES *et al.*, 1980).

De acordo com Fernandes (1998), a seqüência sedimentar suprabasáltica acumulou-se durante o Cretáceo Superior. A afirmação é baseada na idade atribuída aos fósseis de vertebrados e por idades absolutas de analcimitos da região de Taiuva e pela correlação com estádios de deposição na Bacia de Santos. Dessa forma, a sedimentação Neocretácea continental ocorreu no intervalo entre 88,5 a 65 milhões de anos.

Entre o início do processo de sedimentação extensiva, ha aproximadamente 85,5 milhões de anos, e os mais notáveis eventos de magmatismo, por volta de 133 milhões de anos, o centro da área que viria abrigar a seqüência sedimentar neocretácea esteve exposto a um lento processo de subsidência termo-mecânica (figura 5.3) (ZALAN *et al.*, 1987; RICCOMINI, 1997). Essa variação temporal é, em parte, evidenciada também por Santos & Gonhomme (1993), que datando os derrames basálticos através do método K/Ar, encontraram origem dos derrames de 120 a 110 milhões de anos.

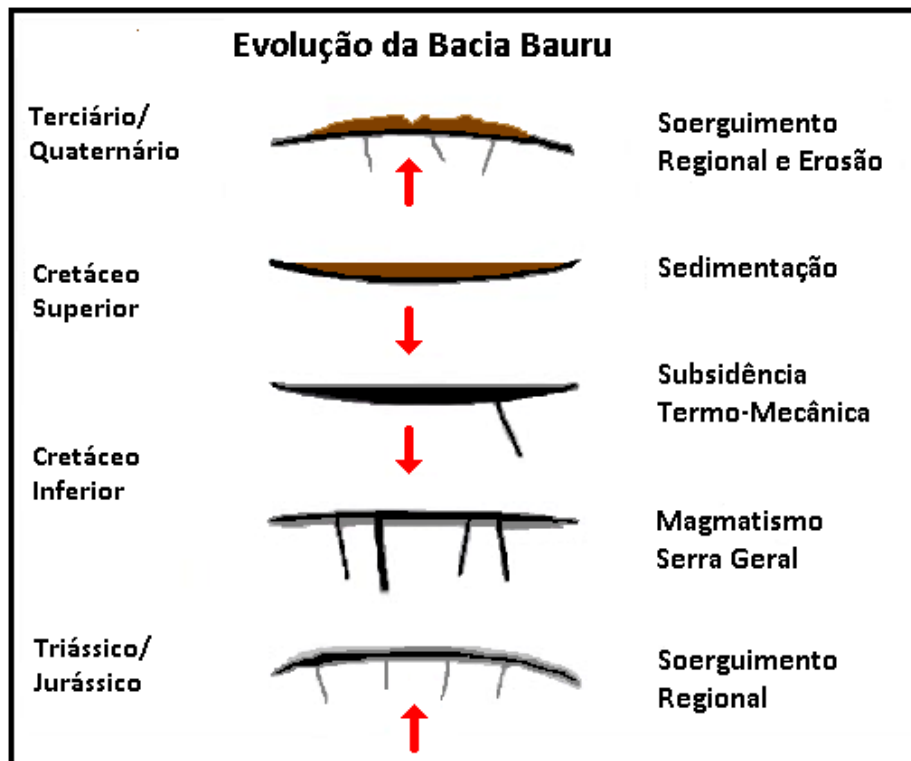


Fig 5.3 - Modelo de evolução da porção norte da Bacia do Paraná, a partir do Triássico-Jurássico, com subsidência e deposição da Bacia Bauru, sedimentação e posterior soerguimento e erosão (Fernandes, 1998).

Segundo Riccomini (1997), a posição da bacia e de seu depocentro, distantes da margem continental, as características de cada processo e os esforços associados, sugerem que esses fatores tiveram interferência direta na Bacia Bauru. O tectonismo na margem continental teria atuado na sedimentação, já que afetaria o nível de base regional. A deriva continental produziria esforços predominantemente compressivos, gerando deformações e deslocamentos.

A ausência de depósitos rudáceos (sedimentos de granulação grossa, superior a da areia) ou mesmo feições erosivas significativas sugerem que a superfície original da Bacia Bauru, além

de pouco acidentada devido à natureza tabular dos extratos basálticos, deve ter sido submetida a aplainamento em clima semi-árido (RICCOMINI, 1997).

Para Suguio (1981), o ciclo inicial de sedimentação se deu em ambiente de relevo irregular, favorecendo a formação de ambientes lacustres, o que corresponde aos sedimentos das Formações Caiuá e Santo Anástácio na região do Pontal do Paranapanema e da Formação Araçatuba na região de mesmo nome. O autor faz esta análise baseado na Reativação Wealdeniana, que deu origem a Cratons e Grabens no interior da bacia, havendo maior subsidência da porção do Pontal pelo maior acúmulo de derrames basálticos.

As evidências de tectonismo extensional no interior da bacia, a extensão em área da mesma, o caráter endorréico, a continuidade na sedimentação e sua relação com a distribuição das lavas basálticas, sugerem que sua formação ocorreu através de subsidência lenta e gradual.

Ao final dos eventos vulcânicos basálticos na Bacia do Paraná, que tiveram maior intensidade no Cretáceo Inferior, seguiram-se os eventos geológicos responsáveis pelos depósitos continentais suprabasálticos (SUGUIO, 1981). O mesmo autor ressalta que as diversas unidades litoestratigráficas cretáceas suprabasálticas da Bacia do Paraná tiveram sua distribuição espacial condicionada pelo arcabouço estrutural regional, ou seja, depositaram-se na área delimitada pelo Arco da Canastra a nordeste, Arco da Serra do Mar a sudeste e Arco de Ponta Grossa a sudoeste.

Fernandes & Coimbra (1996) afirmam que após o término dos derrames basálticos do Cretáceo Inferior algum tempo decorreu até que se iniciasse o aporte de sedimento proveniente das bordas elevadas em direção à depressão na porção centro-sul da Plataforma Sul-Americana, esta criada por subsidência termo-mecânica, assim como é afirmado por RICCOMINI (1997). A Bacia se estenderia por uma área aproximada de 370.000 Km², dos quais 100.000 Km² em território paulista, que acumularam uma espessura máxima preservada de 300 metros de material, preferencialmente arenoso (MEZZALIRA & ARID, 1981). Dessa forma, o Grupo Bauru depositou-se sobre o Grupo São Bento, sendo separado por contatos discordantes, em geral com rochas basálticas e ocasionalmente com rochas das Formações Pirambóia e Botucatu (FERNANDES, 1992). Soares *et al.* (1980) identificam os depósitos sedimentares sobre os basaltos da Formação Serra Geral através de paleossolos, que os levam a concluir pela existência de climas mais úmidos logo após o fim dos derrames.

Para Suguio *et al.* (1980), os sedimentos do Grupo Bauru apresentam distribuição geográfica limitada às porções dos estados de São Paulo, Minas Gerais e Mato Grosso do Sul,

confirmando serem depósitos do Cretáceo e estarem sobre basaltos da Formação Serra Geral. Para o mesmo autor, baseado em dados de Freitas (1955), a origem dos sedimentos são rochas basálticas e, em menor proporção, de rochas metamórficas e ígneas do embasamento cristalino. Dessa forma, a contribuição basáltica é maior nas Formações mais profundas e há maior contribuição de rochas cristalinas nas Formações superiores.

Inicialmente, os depósitos sedimentares deveriam estender-se continuamente através de parcela do território brasileiro onde ocorrem, no entanto, atualmente encontram-se dissecadas pelos maiores afluentes do rio Paraná (rios Paranapanema, Paranaíba, Grande, Tietê etc) os quais atingem, com frequência, os basaltos da Formação Serra Geral (SUGUIO, 1973).

6. ESTRATIGRAFIA REGIONAL

Após os trabalhos iniciais de Gonzaga de Campos, em 1905, que resultaram na introdução da denominação “Grês de Bauru” na literatura geológica, vários autores se dedicaram aos estudos litoestratigráficos do Grupo Bauru.

As primeiras tentativas de subdivisão estratigráfica foram feitas em trabalhos de mapeamento geológico nas áreas das folhas Rio Claro e Piracicaba (SP), onde haviam sido encontrados sedimentos do Bauru sobre basaltos da Formação Serra Geral (BARCELOS, 1984). Inicialmente utilizou-se como critério estratigráfico apenas a cimentação carbonática e a presença de conglomerados (BRANDT NETO *et al.*, 1978). A utilização de apenas estes critérios para a montagem de uma subdivisão estratigráfica encontrou problemas no fato de os conglomerados serem de ocorrência local e no fato do teor de carbonato não ter validade como critério estratigráfico, devido à inexistência de teores uniformes do mesmo.

Brandt Neto *et al.* (1978), baseados em observações de campo e análises laboratoriais, indicam que a ocorrência de nódulos carbonáticos é um importante critério estratigráfico, mas não pode ser utilizado isoladamente. De acordo com Suguio (1973), as concreções mais presentes são os nódulos irregulares de carbonato de cálcio, com superfícies irregulares, sem identificação de núcleo diferenciado.

Grande parte dos trabalhos realizados partiu da utilização deste critério para se chegar a uma conclusão sobre a divisão estratigráfica dos depósitos suprabasálticos, no entanto, coube a Soares *et al.* (1980) a proposição, para o estado de São Paulo, daquela divisão que veio a ser aceita. Nela os autores agruparam todas as rochas suprabasálticas no Grupo Bauru, que era então composto pelas Formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina (com as litofácies Araçatuba, Taciba e Ubirajara) e Marília. Esta mesma divisão estratigráfica foi proposta por (ALMEIDA *et al.*, 1980).

Apesar de relativo consenso, diversos autores introduziram ou reorganizaram Membros e Formações ao Grupo Bauru. Suguio (1981), ao abordar aspectos paleoambientais e paleogeográficos do Grupo Bauru durante a mesa redonda sobre a Formação Bauru no Estado de São Paulo e Regiões Adjacentes, apresentou uma nova subdivisão litoestratigráfica, agora em seis formações: Formações Caiuá, Santo Anastácio, Araçatuba, São José do Rio Preto, Uberaba e

Marília, sendo esta última, posteriormente, dividida em três membros: Membros Serra da Galga, Ponte Alta e Echaporã.

A proposta de subdivisão e criação do Membro Serra da Galga coube a Barcelos *et al.* (1981). Para estes autores, tais sedimentos encontrados no Triângulo Mineiro constituiriam uma cobertura com topos aplainados e orlas escarpadas.

Suguio (1981) refere-se às transformações na hierarquia estratigráfica do Grupo Bauru com certa ressalva, uma vez que propõem serem inadequadas muitas dessas classificações, principalmente por apresentarem caráter muito localizado e assim, dificultando a aplicação em toda a área de abrangência de tais depósitos e a compreensão dos eventos geológicos globais suprabasálticos relacionados.

A Formação Adamantina, desmembrada por Suguio (1981) em Formações Araçatuba, São José do Rio Preto e Uberaba, foi objeto de inúmeras propostas de subdivisão no estado de São Paulo devido, principalmente, à sua grande área de exposição e às variações litofaciológicas regionalizadas, assim como Soares *et al.* (1981) dividiram a Formação Adamantina nas Fácies Ubirajara e Taciba.

Para Suguio (1981), “*O Grupo Bauru [...] abrange as seguintes unidades litoestratigráficas: Formação Caiuá, Formação Santo Anastácio, Formação Araçatuba, Formação São José do Rio Preto, Formação Uberaba e Formação Marília. Todas estas unidades litoestratigráficas satisfazem aos critérios exigidos pelo Código de Nomenclatura Litoestratigráfica, principalmente por apresentarem propriedades litológicas distintas entre si, reconhecíveis no campo e serem mapeáveis na escala 1:25000*”.

Segundo Barcelos (1984) e Barcelos & Suguio (1987), com a deposição Caiuá inicia-se a sedimentação Bauru, que de forma progressiva e transicional, avançou vertical e lateralmente. O arenito Caiuá é sucedido pelas Formações Santo Anastácio, Adamantina e Marília, estando a última no topo da seqüência. A distribuição espacial das formações sugere embaciamento inicial no centro de subsidência localizado na região do Pontal do Paranapanema, não apresentando evidências claras de intensa subsidência da bacia, mas sim de sítios deposicionais adjacentes a arcos marginais.

Em trabalhos mais recentes, alguns autores abordam a litoestratigrafia da Bacia Bauru e apresentam idéias divergentes daquelas apontadas nos anos 80, com especial destaque para a Formação Caiuá, que para estes autores passa a ser Grupo Caiuá e não mais Formação Caiuá.

Para Fernandes (1998), “*A cobertura suprabasáltica neocretácea constitui seqüência sedimentar única, formada por rochas terrígenas de origem continental com vulcânicas intercaladas (localmente) composta por dois grupos correlatos: Caiuá e Bauru*”.

Fúlfaro & Suguio (1974) já haviam proposto o desmembramento da Formação Caiuá e sua redefinição como Grupo Caiuá. Estes autores baseavam-se no fato de a unidade Caiuá preceder a deposição do Grupo Bauru, desta forma, constituindo-se em evento tectono-sedimentar individualizado.

Fernandes (1998) e Fernandes & Coimbra (2000) abordam as mais recentes revisões estratigráficas realizadas a respeito da Bacia Bauru. Nesta nova revisão os autores dividem o Grupo Bauru em dois grupos distintos, Grupo Caiuá e Bauru, onde o Grupo Caiuá é constituído pelas formações Santo Anastásio, Rio Paraná e Goio Erê. Já o Grupo Bauru é constituído pelas Formações Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, Uberaba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente e Marília.

Para dar embasamento técnico no desmembramento da Formação Caiuá do Grupo Bauru, foram organizadas algumas características geológicas que justificam a divisão em Grupo Caiuá e Bauru, sendo elas:

- Depósitos continentais de arenitos eólicos com estratificação cruzada tabular de grande a médio porte, acumulados em megadunas (Formação Rio Paraná);
- Depósitos continentais de arenitos eólicos de geometria tabular, formados por alternância de bancos maciços a mal estratificados e bancos com estratificação cruzada acanalada de médio a pequeno porte, frequentemente associados com calcretes acumulados em pequenas construções eólicas e inter-dunas, na borda do campo de dunas (Formação Goio Erê).

Para Suguio (1980), as feições petrográficas mais características do Grupo Bauru, em análise macroscópica, são: aspecto nodular e/ou brechóide sem acamamento aparente; cor esbranquiçada a creme claro, mosqueada; parcelas com baixa coesão, por vezes friável e/ou pulverulenta; passagem gradual no sentido vertical, a exemplo de áreas de calcários impuros, areno-argilosos e conglomeráticos para arenitos ou conglomerados com cimento carbonático; parcelas com considerável teor de minerais de argila, areia, grânulos e seixos e; seixos centimétricos até decimétricos, relativamente arredondados, e constituídos por quartzo, quartzito e sílex.

Em análise mineralógica, o mesmo autor encontrou resíduos insolúveis ao ácido clorídrico (HCl), os quais se constituem de frações psamíticas, formadas prioritariamente por quartzo, e pelíticas. As últimas quando expostas a difração de raios-x puderam ser identificadas como sendo formadas por atapulgita, ilita, caulinita, clorita e montmorilonita.

Para Fernandes & Coimbra (2000) as unidades que compõem o Grupo Caiuá correspondem a depósitos eólicos do chamado “*Sand Sea*” instalado na parte interna da Bacia Bauru. Já o Grupo Bauru agrega unidades localizadas no entorno de paleodeserto interior, entre a zona desértica e os limites da bacia. Sendo assim, os depósitos do Grupo Bauru (figura 6.1) correspondem a depósitos de sistemas aluviais e congregam extensas planícies fluviais até os leques aluviais.

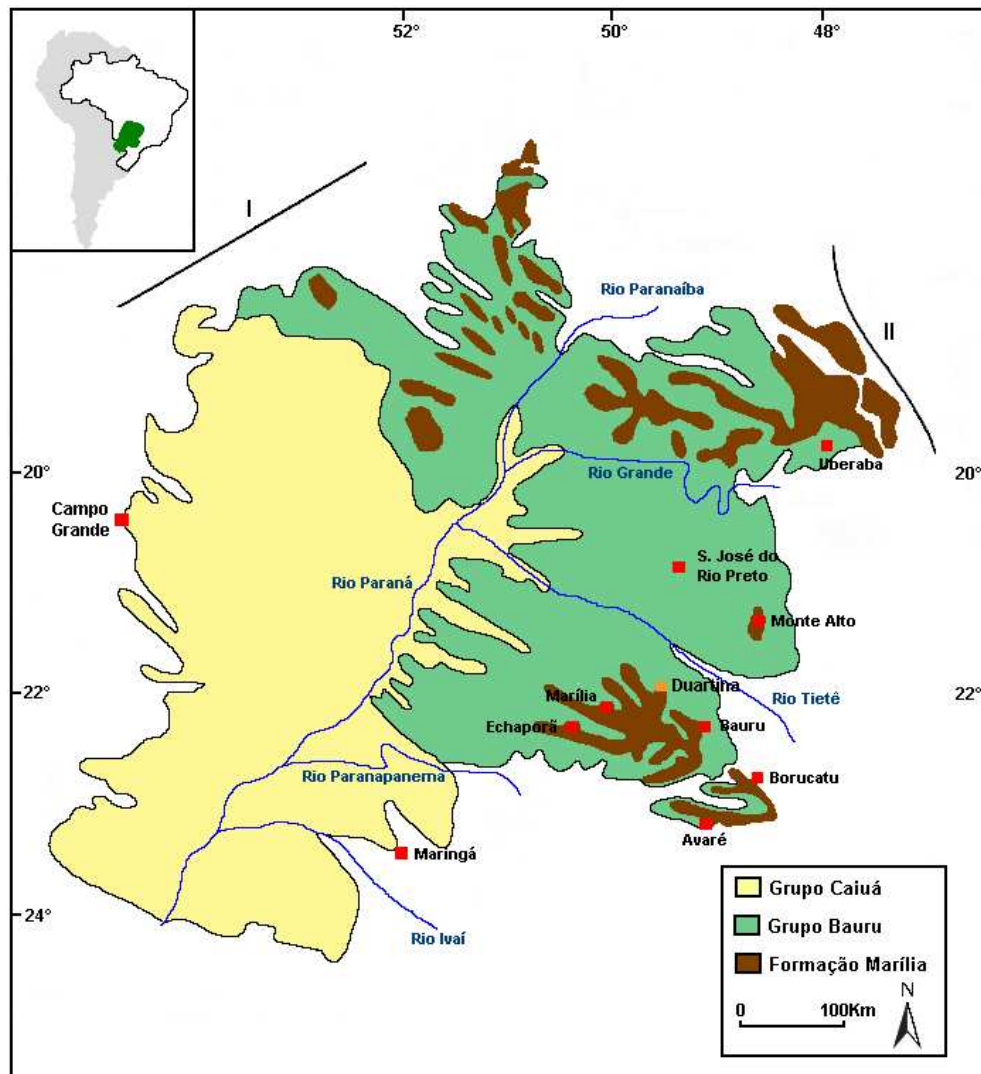


Figura 6.1 – Distribuição das unidades litoestratigráficas na Bacia Bauru. I – Antéclise de Rondonópolis; II – Soerguimento do Alto-Paranaíba (modificado de Fernandes e Coimbra, 1996).

De acordo com Fernandes (1998), no Brasil, o Grupo Caiuá ocorre nos estados do Paraná, São Paulo e Mato Grosso do Sul, assentando-se discordantemente sobre as unidades do Grupo São Bento, além de apresentar passagem transicional e interdigitada para o Grupo Bauru. Segundo o mesmo autor, este grupo é composto pelas Formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio. As duas primeiras são constituídas por arenitos quartzosos marrom-avermelhados a arroxeados, finos a muito finos, em diversas ocasiões subarcosianos, com característica estratificação cruzada. A diferenciação entre eles se faz pelo tipo e geometria das litofácies eólicas, pelo porte dos litossomas e a disposição geográfica na Bacia.

O Grupo Bauru reúne as Formações Vale do Rio do Peixe, Presidente Prudente, São José do Rio Preto, Araçatuba, Uberaba e Marília (FERNANDES, 1998). A partir de informações de campo e dados preliminares de paleomagnetismo Batezelli *et al.* (2003), constataram, a persistência em área da superfície discordante entre os grupos Caiuá e Bauru (figura 6.2), e associaram a sedimentação que deu origem ao Grupo Bauru a um evento tectono-sedimentar pós-Caiuá, assumindo, em parte, as propostas de outros autores. Parte deste evento sedimentar deu origem aos depósitos arenosos da Formação Marília, que recobrem porções superficiais de São Paulo, Minas Gerais, Goiás e parcelas diminutas de Mato Grosso do Sul.

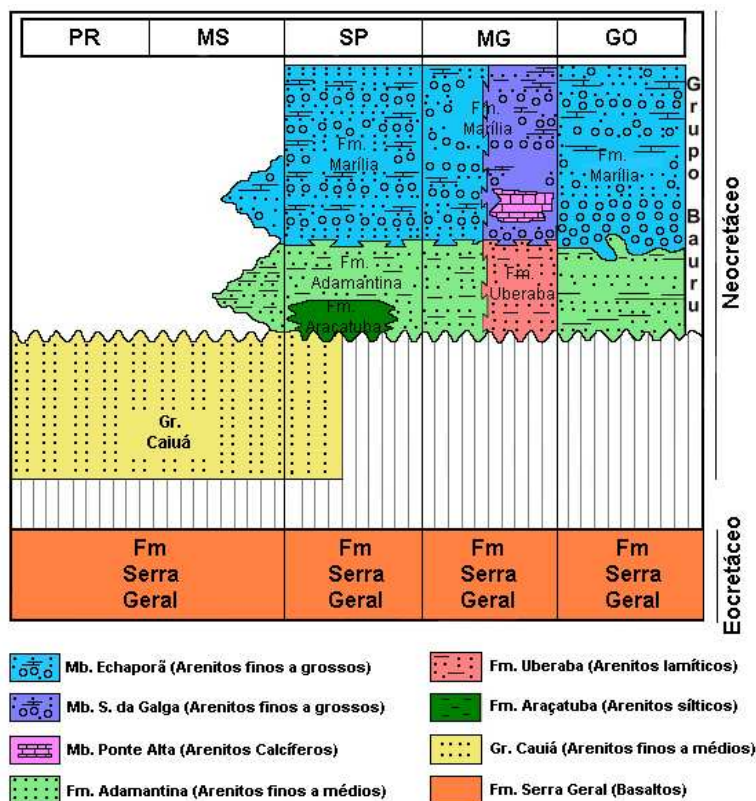


Figura 6.2 – Coluna litoestratigráfica da Bacia Bauru (modificado de Fulfaro & Perinoto, 1996).

Segundo Batezelli *et al.* (2003), a Bacia Bauru corresponde a uma entidade geotectônica gerada no Cretáceo Superior por processos de abatimento relacionados à reativação de lineamentos do embasamento Pré-Cambriano, tendo sido implantada tanto sobre os arenitos do Grupo Caiuá, como sobre os basaltos da Formação Serra Geral. O limite entre os grupos Bauru e Caiuá é marcado por uma superfície de descontinuidade que separa os arenitos da Formação Santo Anastácio, dos siltitos esverdeados da Formação Araçatuba, e que pode ser rastreada desde Jales/SP até Marabá Paulista/SP. Sobre essa superfície repousa um depósito arenoso fino, com no máximo 2 metros de espessura, estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte, que pode ser reconhecido em quase toda a extensão da bacia, marcando o início do novo ciclo de sedimentação.

6.1. Descrição das Unidades Litoestratigráficas

Neste trabalho foram analisadas de maneira detalhada as Formações Araçatuba, Adamantina e Marília pertencentes ao Grupo Bauru e analisadas por autores como Fernandes (1998), Fernandes & Coimbra (2000), Suguio (1980, 1981, 1983 e 1996), Batezelli *et al.* (2003), entre outros. Quanto a Formação Uberaba, esta será excluída neste trabalho, já que sua área de ocorrência se restringe às porções do Triângulo Mineiro. Com relação ao Grupo Caiuá, não serão abordados seus detalhes descritivos, uma vez que o foco deste trabalho encontra-se no Grupo Bauru e a imensa maioria da literatura o considera um Grupo diferente.

6.1.1. Formação Araçatuba

“Mesmo sem sua formalização segundo o Código de Nomenclatura Estratigráfica Internacional, a maioria dos autores refere-se a essa unidade com o status de formação como, por exemplo, Etchebehere et al. (1991, 1993), Fulfaro & Perinotto (1996), Fernandes (1998), Batezelli (1998), Batezelli et al. (1999), Batezelli et al. (2000) (Fernandes & Coimbra, 2000) e Gobbo-Rodrigues et al. (2000a, b, c). Por outro lado, muitos autores ainda tratam essa unidade como uma litofácies lamítica dentro da Formação Adamantina” (Batezelli et al., 2003).

De acordo com Fernandes & Coimbra (2000), a Formação Araçatuba ocorre na região da cidade homônima, além dos vales dos rios Tietê e Aguapei/Feio, bem como seus afluentes.

Apresenta espessura máxima da ordem de 70 metros e suas melhores exposições, porém reduzidas em extensão, situam-se em Tarabaí, Flora Rica e Itajobi, além de Araçatuba.

A unidade é caracterizada pela sucessão de estratos tabulares essencialmente pelíticos (sedimento ou rocha sedimentar formada de partículas finas). Para Batezelli *et al.* (2003), é uma unidade constituída por arenitos muito finos, siltosos e siltitos arenosos, de coloração cinza-esverdeada, geralmente maciços, por vezes apresentando estratificações plano-paralelas e sutis estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte (até 40 cm de comprimento), o que lhe confere características de ambiente lacustre. Fernandes (1998) acrescenta que a cimentação carbonática ocorre com frequência, além de os espaços inter-granulares serem revestidos por corrensita e marcas de raízes.

O contato basal da Formação Araçatuba é discordante tanto em relação aos basaltos da Formação Serra Geral, quanto aos arenitos do Grupo Caiuá (Formação Santo Anastácio). Seu contato superior e lateral ocorre de forma gradual e interdigitada, respectivamente, com os arenitos finos a médios avermelhados, com estratificações cruzadas de pequeno a médio (fluviais) da Formação Adamantina, podendo ser observado em afloramentos no vale do Rio do Peixe (BATEZELLI *et al.*, 2003). A Formação Araçatuba assenta-se diretamente sobre os basaltos da Formação Serra Geral e lateralmente possui contato com a Formação Vale do Rio do Peixe. Outra característica marcante dessa unidade são as constantes e generalizadas ocorrências de moldes romboédricos milimétricos de cristais salinos (BATEZELLI *et al.*, 2003).

No que se refere ao conteúdo bioestratigráfico, a Formação fornece material micropaleontológico, principalmente ostracodes e carófitos, e répteis (crocodilos, quelônios e dinossauros) que permitem a datação no intervalo Turoniano-Santoriano (BATEZELLI *et al.*, 2003), período compreendido entre 89-83 Milhões de anos. Mezzalira (1974), assim como Fernandes (1998) identificam a ocorrência de moldes de conchostráceo, indicativo de mesmo paleoambiente.

A relação de fácies e geometria dos estratos sugere que a deposição dos materiais da Formação ocorreu em área de drenagem endorréica, baixa e alagadiça, de águas rasas e estagnadas, ou seja, a deposição se deu em área de pântano (FERNANDES, 1998). Entretanto, a análise de porções superiores da unidade apresenta um aumento de registros de períodos mais secos, com conseqüente exposição dos depósitos, desenvolvimento da flora local e a formação de crostas e cristais salinos. Em estudos estratigráficos regionais realizados por Batezelli *et al.*

(2003) foi possível delinear duas áreas distintas no âmbito geográfico, uma mais arenosa e outra mais argilosa. Tal configuração indica que o paleolago Araçatuba citado por Batezelli *et al.* (2003), nível de base local, recebia sedimentos vindos das posições norte e nordeste da Bacia Bauru. Segundo o mesmo autor, a julgar pelas medidas de rumo de *foreset* de estratificações cruzadas é possível que tais sedimentos chegassem até o lago através de pequenos deltas que seriam alimentados pela drenagem direcionada de norte/nordeste para sul/sudeste.

Baseados nestes indicativos, Batezelli *et al.* (2003) propuseram a evolução paleofisiográfica da região centro-oeste de São Paulo durante o Cretáceo Superior: um abatimento inicial foi o gerador de zonas deprimidas na Formação Serra Geral e nos arenitos do Grupo Caiuá, estes foram seguidos por sedimentação fluvial que deu origem ao paleolago, citado anteriormente, que de acordo com o mesmo autor, teria uma área aproximada de 60.000 Km², em cujas margens haveria retrabalhamento eólico dos sedimentos. Nesta área alagada houve o desenvolvimento de vida aquática, comprovado pela presença de ostracodes, carófios, crocodilos, quelônios e dinossauros, no entanto, houve progradação do sistema fluvio/aluvial originário da rede de drenagem, que por sua vez terminou colmatando por completo os depósitos do paleolago. Paula e Silva (2003), com base em dados de perfis geofísicos, defende uma sucessão predominantemente pelítica, depositada em ambientes lacustres, de águas rasas, com eventuais aparecimentos de corpos arenosos que seriam representativos de pequenos canais.

6.1.2. Formação Adamantina

Proposta formalmente por Soares *et al.* (1980), a Formação Adamantina passou por novas subdivisões sugeridas por Fernandes & Coimbra (2000) os quais a desmembraram em antigas Litofácies formadoras que passam a ser as Formações Vale do Rio do Peixe, São José do Rio Preto e Presidente Prudente, uma vez que a Formação Adamantina apresentava certas variações regionais bem definidas.

De acordo com Soares *et al.* (1980), a formação aflora no estado de São Paulo, especialmente nas porções norte (bacia do rio Turvo) e norte-ocidental (baixo Tietê e bacia do rio São José dos Dourados). As espessuras da Formação, encontradas pelo mesmo autor, variam de

100 a 190 m. As relações de contato basal na porção oeste do Planalto Ocidental Paulista se dão com a Formação Santo Anastácio e em pequenas porções com a Formação Serra Geral.

Barcelos (1984), analisando imagens de satélite pôde verificar a existência de textura de relevo rugosa, o que evidencia topografia acidentada, com vales profundos e alta densidade de drenagem.

Soares *et al.* (1980) agruparam as litofácies na então denominada Formação Adamantina, uma vez que estas apresentavam bancos de arenitos de granulação fina a muito fina, cor de róseo a castanho, com estratificação cruzada, com espessuras que variavam de 2 a 20 metros, alternados com bancos de lamitos, siltitos e arenitos lamíticos, de coloração castanho-avermelhado a cinza-castanho, maciço ou com acamamento plano-paralelo grosseiro, que frequentemente exhibe marcas de onda e microestratificação cruzada. Barcelos (1984) encontrou granulometria com predomínio de silte grosso (50%), seguida de areia muito fina (29%) e areia fina (21%), no entanto, existe uma diminuição do diâmetro médio no sentido SSE-NNW. Além disso, encontrou amostras com fortes valores de carbonato de cálcio, porém, estas amostras se restringem aos arenitos com nódulos e concreções carbonáticas.

Estudos de paleocorrentes realizados pelo mesmo autor na região de São José do Rio Preto/SP identificaram fluxos predominantes na direção SSO e O. Suguio (1973), em estudos de paleocorrentes na região de Jataí/GO também encontrou fluxos na direção Sul-Sudeste, tendo sido a mesma direção encontrada por Garcia *et al.* (2005).

A deposição se deu em ambiente fluvial meandrante com o predomínio pelítico ao sul e meandrante psamítico a leste e norte, já que foram encontradas espessas seqüências tabulares, pacotes com estratificação plano paralela e cruzada de médio e grande porte, as quais estão associadas a pelotas e bolas de argila, e estruturas de escavação e preenchimento (SOARES *et al.*, 1980). Para Suguio (1973), a deposição teria se dado em ambiente de lagos rasos, formados nas irregularidades do embasamento vulcânico e posteriormente passando para um ambiente deposicional em condições de canais meandrantés e de planícies de inundação. Barcelos (1984), embasado em trabalhos de Barcha & Arid (1977), aponta que estes autores corroboram da idéia de que os sedimentos da Formação Adamantina se acumularam em um ambiente continental em áreas de planícies de inundação.

A análise de perfis geofísicos da Formação Adamantina permite a distinção entre suas diversas fácies, porém, todas indicativas de depósitos em canais, preferencialmente meandrantés

(PAULA E SILVA, 2003). O mesmo autor defende que existem indícios de progradação fluvial e assoreamento do sítio deposicional, uma vez que há uma diminuição dos componentes silto-argilosos, no que se refere ao teor de argila e à frequência das camadas pelíticas, em direção ao topo da unidade.

O conteúdo fóssilífero da Formação se destaca pela variedade de paleofauna que exhibe, sendo composta principalmente por crocodilianos, ovos e partes de fósseis, que teriam sido depositados durante correntes torrenciais (FERNANDES & CARVALHO, 2006). Os mesmos autores encontram uma grande riqueza de tubos e canais escavados pela fauna, alguns apresentando formato em U e outros em formatos sinuosos. Estas mesmas feições são encontradas nos depósitos da Formação Marília, sugerindo, portanto, que os ambientes deposicionais deveriam apresentar fortes semelhanças.

6.1.2.1. LitofÁCIE Vale do Rio do Peixe

É a FÁCIE que serve de substrato atual de grande parte da região oeste do estado de São Paulo e parte do Triângulo Mineiro. As cidades de Mirante do Paranapanema, Olímpia, Bariri e Monte Aprazível compõem uma das áreas onde ocorrem as maiores exposições. A unidade apresenta espessura preservada média da ordem de 100 metros, relativamente regular, a julgar pelas perfurações de poços realizadas na região (BARCELOS, 1984).

Segundo Fernandes (1998), a unidade apresenta estratos de espessura submétrica, de arenitos maciços ou estratificados que são frequentemente intercalados com lamitos arenosos. O mesmo autor afirma que a unidade é constituída por arenitos finos a muito finos de cores marrom-claro, rosa a alaranjado, de seleção predominantemente boa, havendo intercalações de siltitos de coloração creme a marrom. Os arenitos formam estratos tabulares de aspecto maciço, com zonas de estratificação plano-paralela grosseira e estratificação cruzada. Em alguns casos, os estratos arenosos se apresentam com forte cimentação carbonática, o que por vezes camufla estruturas ricas em estratificação por migração de ondulações. Nas porções superiores ocasionalmente são encontradas feições cilíndricas com diâmetro milimétrico e comprimento centimétrico que podem se tratar, segundo Fernandes (1998), de bioturbações.

O conteúdo fossilífero da unidade é abundante e de acordo com Fernandes (1998), é possível encontrar praticamente toda a fauna que habitou a Bacia Bauru, especialmente na parte superior da unidade. O que a diferencia das demais unidades fossilíferas é a maneira do sepultamento e o estado de preservação das partes duras de répteis, moluscos e artrópodes. De maneira geral, são encontrados fragmentos de ossos e carcaças, peças desarticuladas que foram transportadas e/ou soterradas em depósitos de enxurrada ou movimentação eólica.

A litofácies se assenta diretamente sobre os basaltos da Formação Serra Geral, passando gradativamente, a oeste e a sudoeste, para a Formação Santo Anastácio, em outros pontos recobre a Formação Araçatuba, em cujos contatos ocorrem arenitos maciços ou estratificação sub-horizontal, menor seleção e colorações entre marrom e cinza-esverdeado. A passagem, ocasionalmente, é brusca, resultado das oscilações dos limites do pantanal (pântanos da Formação Araçatuba) (FERNANDES, 1998).

Quanto ao ambiente deposicional, a associação de fácies e elementos arquitetônicos analisados por Fernandes (1998) sugerem depósitos de origem eólica que se acumularam em extensas áreas de relevo aplainado, que resultaram em lençóis de areia com campos de dunas baixas alternando com depósitos de loess (folhelhos do Grupo Bauru ondulados de origem eólica). É provável que estes depósitos de loess foram fixados em corpos aquosos rasos e efêmeros que ocasionalmente se formavam nas porções mais deprimidas em períodos de elevação do lençol freático.

6.1.2.2. Litofácies São José do Rio Preto

A unidade ocorre na cidade homônima, na porção superior do interflúvio regional que se localiza ao norte do Rio Tietê e corresponde a Litofácies São José do Rio Preto e Araçatuba de Suguio (BARCELOS, 1984).

É constituída por arenitos finos a muito finos, ocasionalmente aparecem frações de areia média e grossa, de coloração marrom-claro a bege, variando até tonalidades de cinza e vermelho, de seleção moderada a má, estratificação cruzada acanalada a tabular tangencial na base e cimento carbonático (BARCELOS, 1984). Surgem clastos compostos por nódulos carbonáticos, lamitos, argilitos e seixos silicosos (FERNANDES, 1998).

O registro fóssil da Litofácia é composto por ossos, carapaças e dentes de répteis, especialmente dinossauros, crocodilos e quelônios. Além destes, são encontrados também, carapaças de invertebrados e restos de peixes que em geral são encontrados desarticulados e fragmentados pelo transporte de material.

Baseado na existência de arenitos imaturos, frequentemente conglomeráticos, fragmentos fósseis e de outros elementos arquitetônicos, Fernandes (1998) sugere que havia um transporte e acumulação por barras fluviais, em sistemas de canais entrelaçados, amplos e rasos. O registro fóssil indica que houve considerável desenvolvimento da fauna nas áreas de planícies fluviais. Além disso, a escassez de depósitos pelíticos (sedimento formado de partículas finas, especialmente silte e argila) sugere uma maior proximidade com a área fonte dos sedimentos, bem como a predominância de intemperismo físico, em clima semi-árido.

6.1.2.3. Litofácia Presidente Prudente

A área de ocorrência da Litofácia se dá na porção superior dos interflúvios dos rios do Peixe e Paranapanema e dos rios Aguapeí e Peixe. A unidade, segundo Fernandes (1998) é composta por uma alternância entre depósitos de preenchimento de canais rasos; arenitos em corpos tabulares com estratificação sigmoidal interna; arenitos a siltitos em unidades tabulares de estratificação plano-paralela e estruturas de fluxo aquoso de regime inferior dominante e; lamitos argilosos em geral maciços.

A unidade é composta por arenitos de granulação muito fina a fina, predominando os últimos, a coloração varia de marrom-avermelhado claro a bege, de seleção moderada a má, matriz lamítica e lamitos argilosos de coloração marrom-escuro. É freqüente a presença de arenitos cimentados por carbonato de cálcio, especialmente naquelas porções de aspecto maciço, que por vezes camuflam estruturas sedimentares de pequeno porte e esta cimentação tem provável origem na maior permeabilidade original do depósito.

Fernandes (1998) afirma serem os fósseis de répteis de porte pequeno, especialmente quelônios, e invertebrados (principalmente bivalves, gastrópodes e crustáceos) aqueles em melhor estado de conservação, graças aos hábitos de vida. Partes de ossos, de dinossauros e crocodilos, transportados ocorrem mais raramente, assim como sinais de raízes.

O contato com a Formação Vale do Rio do Peixe é marcada por uma gradual instalação de sistema fluvial sobre depósitos de origem eólica.

O ambiente deposicional é caracterizado pela alternância de feições de preenchimento de canais amplos e rasos e depósitos de quebra de diques marginais formados, preferencialmente, por arenitos muito finos a finos (FERNANDES, 1998). Estudos de paleocorrentes indicam sistema fluvial meandrante arenoso fino, em canais rasos e de sinuosidade baixa. Segundo o mesmo autor, a configuração meandrante se deve a baixa declividade regional das porções mais interiores da bacia. O clima semi-árido é o responsável pelo baixo desenvolvimento de vegetação.

6.1.3. Formação Marília

De acordo com Soares *et al.* (1980), a designação Formação Marília foi primeiramente utilizada por Almeida & Barbosa (1953) para se referir a um conjunto similar de litologias no topo do Grupo Bauru caracterizadas por forte cimentação carbonática existente nos planaltos de Marília e Garça (SP). Apesar de tais referências, coube a Soares *et al.* (1980) a proposta formal desta unidade, definindo-a como uma unidade estratigráfica.

Em trabalhos mais recentes, especialmente de Fernandes (1998) e Fernandes & Coimbra (2000; 2006) e Batezelli *et al.* (2003) e outros, a Formação Marília é subdividida em três Membros, sendo eles: Echaporã, Serra da Galga e Ponte Alta, sendo os dois últimos com ocorrências restritas na região do Triângulo Mineiro.

Sua área de ocorrência é bastante extensa, ocupando grande parcela do leste do Planalto Ocidental Paulista, prolongando-se para os espigões entre os principais rios, Soares *et al.* (1980). As maiores espessuras encontradas em perfurações de poços são de 233 m na cidade de Lupércio/SP, 201 metros em Marília/SP, 192 m em Álvaro de Carvalho/SP e 185 m em Quintana/SP (PAULA E SILVA, 2003).

Em imagens de satélite o relevo típico da Formação é composto por relevo escarpado, com escarpas desenvolvendo-se, principalmente, nas cabeceiras de rios. Além disso, constituem-se em interflúvios dos principais rios onde a drenagem é baixa (BARCELOS, 1984).

A Formação Marília se distingue facilmente das demais formações pela granulação essencialmente grosseira, níveis com conglomerados com seixos de quartzo, opala, basalto e

argilito, além do caráter maciço dos bancos. Dificilmente são encontrados corpos lenticulares, de lamitos ou arenitos lamíticos no topo dos bancos (PAULA E SILVA *et al.*, 2003). Os mesmos autores defendem que, em sub-superfície, a Formação apresenta característicos formatos lineares e serrilhados das curvas de raios gama e de resistividade, indicando a ocorrência de depósitos predominantemente arenosos, com finas camadas de material pelítico e baixo conteúdo argiloso.

Em trabalhos realizados por Suguio (1973) foram encontrados 20 tipos de sedimentos, estando todos estes presentes no Membro Serra da Galga, o que demonstra, segundo Folk (1953, apud Barcelos, 1984) imaturidade, uma vez que se associam à rochas grosseiras conglomeráticas a arenitos finos e argilosos. No Membro Ponte Alta predominam materiais menos grosseiros em arenitos de matriz siltica ou siltito argilosa. Já no Membro Echaporã aparecem somente 4 tipos de sedimentos, arenito, arenito siltico, arenito argiloso e siltito arenoso, o que indica, segundo Barcelos (1984), maior maturidade.

As observações macroscópicas feitas por Suguio (1973), Suguio *et al.* (1980) e Suguio & Barcelos (1983) apontam as seguintes características gerais da formação:

- Formada por arenitos finos a grosseiros.
- Ocorrência de seixos centimétricos à decimétricos, bem arredondados, de quartzo, quartzito e sílex.
- Presença de nódulos e cimentação carbonática.
- Colorações que variam de esbranquiçadas a creme claro, com frequente mosqueamento.
- Baixa coesão do material, frequentemente friável.
- Parcelas com porções pouco solúveis, constituídas de minerais de argila, areia, grânulos e seixos.
- Passagem gradual, tanto na vertical como horizontal, de calcários impuros para areno-argilosos e conglomeráticos, arenitos e conglomerados com cimento carbonático.

De acordo com Barcelos (1984), a passagem entre as camadas é transicional ou brusca. Ocorre uma passagem gradual quando a camada mais grosseira está servindo de assoalho para uma camada de materiais mais finos e ocorrem passagens abruptas quando materiais mais grosseiros sobrepõem materiais mais finos, havendo, nestes casos, características de passagem erosiva, definidas por estruturas erosivas e de preenchimento. Segundo o mesmo autor, em estratos mais espessos de sedimentos arenosos ou conglomeráticos, ocorre uma gradação de granulometria, onde existem materiais cada vez mais finos em direção ao topo do estrato.

Segundo Soares *et al.* (1980), é freqüente o encontro de arenitos finos lamíticos vermelhos no topo dos bancos, o que evidencia uma diminuição da granulometria. A presença marcante de nódulos carbonáticos irregulares, ora esparsos ora concentrados nos arenitos, é característica fundamental da Formação.

De acordo com Manzini (1990), “*A grande quantidade de nódulos carbonáticos, sempre concentrados em níveis associados aos bancos maciços de arenitos sugere tratar-se de acumulação tipo conglomerado na qual, os nódulos atuam como se fossem seixos*”.

Ocasionalmente, são encontradas linhas de seixos com aspectos semelhantes aos de lençóis rudáceos residuais e camadas de calcário, branco, micrítico, esporadicamente possuindo grãos e seixos de quartzo, estes sendo mais abundantes no contato com a Formação Adamantina (SUGUIO, 1973). O mesmo autor encontra maior quantidade de seixos nas regiões do Triângulo Mineiro, sul de Goiás e sul do Mato Grosso do Sul, já que estes seixos estão nas áreas marginais, uma vez que sedimentos mais grosseiros são comumente encontrados próximos às bordas. O grau de arredondamento dos seixos indica serem bastante retrabalhados (SUGUIO, 1973; BARCELOS 1984).

A maior parcela está em contato com a Formação Adamantina (neste trabalho abordadas através da denominação Litofácies Vale do Rio do Peixe, São José do Rio Preto e Presidente Prudente) onde a transição se dá por meio de superfícies erosivas, ora com mudança brusca de litologia e conglomerado basal, ora gradual com recorrência de litologias de uma unidade na outra (FERNANDES, 1998).

O início da sedimentação da Formação Marília pode ser determinada pela presença nas partes inferiores da associação da fauna similar àquela encontrada na Formação Adamantina, tomando-se como referência os restos de peixes, crocodilídeos, sauropoda, theropoda e quelônios em Colina/SP, ostracódios encontrados em São Carlos/SP e restos de dinossauros em Taquaritinga/SP e Fernando Prestes/SP (SOARES *et al.*, 1980). Através deles, o mesmo autor afirma ser do Período Santoniano ao Maastrichtiano o início da sedimentação Marília, ocorrendo concomitantemente ao soergimento da parte norte da Serra do Mar e do Arco da Canastra ou do Alto Paranaíba e com os eventos vulcânicos de idades entre 80 e 60 milhões de anos.

A origem dos sedimentos, de acordo com Gravina *et al.* (2002) está relacionada às rochas do embasamento e/ou de basaltos da Formação Serra Geral, com restrita contribuição de rochas

alcalinas, que respondem por menos de 10% do material. Esse percentual é maior somente nas áreas basais da Formação.

Quando se examinam as características texturais, mineralógicas, as estruturas sedimentares e a geometria dos corpos, surgem indicativos de que a sedimentação dos arenitos da Formação Marília ocorreu através de correntes de alta energia, característicos de leques aluviais, de clima semi-árido, com origem nos arcos marginais (BARCELOS, 1984).

Para Soares *et al.* (1980), este material sedimentado ficaria exposto durante longos períodos de tempo o que possibilitava o avanço de processos pedogenéticos que por sua vez produziam estruturas nodulares. O escoamento ocorrido em novos eventos de chuvas torrenciais retrabalhava o material depositado, incluindo os nódulos carbonáticos transportados juntamente com seixos trazidos das áreas-fonte e redepositando-os. Para o autor, a ocorrência de depósitos do tipo caliche e a inexistência de matriz nos arenitos de deposição rápida indicam a ocorrência de clima árido, onde não haveria possibilidade de formação de solos argilosos.

De acordo com Suguio (1981), “*a Formação Marília exhibe diversas características que sugerem a existência de clima semi-árido, quando rios efêmeros, de competência mais alta do que na fase anterior (mais úmida), ensejaram a formação de depósitos rudáceos de leques aluviais [...]em regime torrencial*”. Além da abundância de cimentação carbonática e nodular do tipo calcrete, a ocorrência de minerais de argila do grupo da Atapulgita e Sepiolita e de material fóssil de algas carófitas também são indicativos de um paleoclima árido e água superficial de pH alcalino, Suguio (1973), Petri (1983), Suguio & Barcelos (1983). Goldberg & Garcia (2000), condicionam a presença de algas carófitas da Formação Marília a águas de pH entre 6 e 9. Petri (1983) ressalta a existência de clima quente e seco ao evidenciar a presença de nódulos retrabalhados em regime torrencial, depósitos de leques aluviais, material textural e mineralogicamente imaturo e escassez de estruturas sedimentares hidrodinâmicas.

Em trabalhos realizados por Suguio (1980) e Suguio & Barcelos (1987) com atapulgita nos sedimentos do Grupo Bauru, em especial da Formação Marília, estes são unânimes em atribuir à esta um significado paleoclimático indicativo de clima árido, reinante na fase final de sedimentação do Grupo Bauru (Suguio, 1980; 1996). O mesmo autor em trabalho publicado em 1983, cita dados fornecidos por Ramalhal (1968) para expor a origem da atapulgita como sendo formada em ambientes de condição semi-árida.

Barcelos (1984) também afirma que a deposição ocorreu sob condições de aridez, uma vez que, os calcários tipo caliche e o argilomineral palygorskita encontrados na formação são fortes evidências de aridez. Além disso, a presença de esmectitas neoformadas reforça tal tese, já que sua gênese está ligada à capilaridade da água em ambientes de clima semi-árido, que ao atingir a superfície evaporam, ocorrendo assim a deposição química (VANSTONE, 1996).

Vigorava uma situação de semi-aridez e aridez na maior parte das terras emersas durante o Mesozóico, além disso, a Bacia Bauru sofreu com climas mais secos devido às barreiras formadas pela Serra do Mar (Sudoeste), Arco de Ponta Grossa (Sul-Sudoeste) e o Alto de Paranaíba (Nordeste) que impediam a chegada de ventos úmidos, ficando a umidade confinada nas áreas montanhosas marginais, onde seria possível o desenvolvimento de florestas (GOLDBERG & GARCIA, 2000).

Candeiro (2005), baseado em análises geológicas e de paleontologia de vertebrados das camadas da Formação Marília afirma que a sedimentação ocorreu, predominantemente, em um sistema deposicional lacustre, associado à planícies drenadas por canais.

Fernandes (1998), defende que a sedimentação ocorreu nas porções distais de leques aluviais, com intervalos de exposição nos quais se deu a formação de calcretes pedogenéticos (figura 6.3). Estes calcretes estão associados à variação da franja capilar durante períodos mais úmidos e se localizam nas porções mais rebaixadas do terreno.

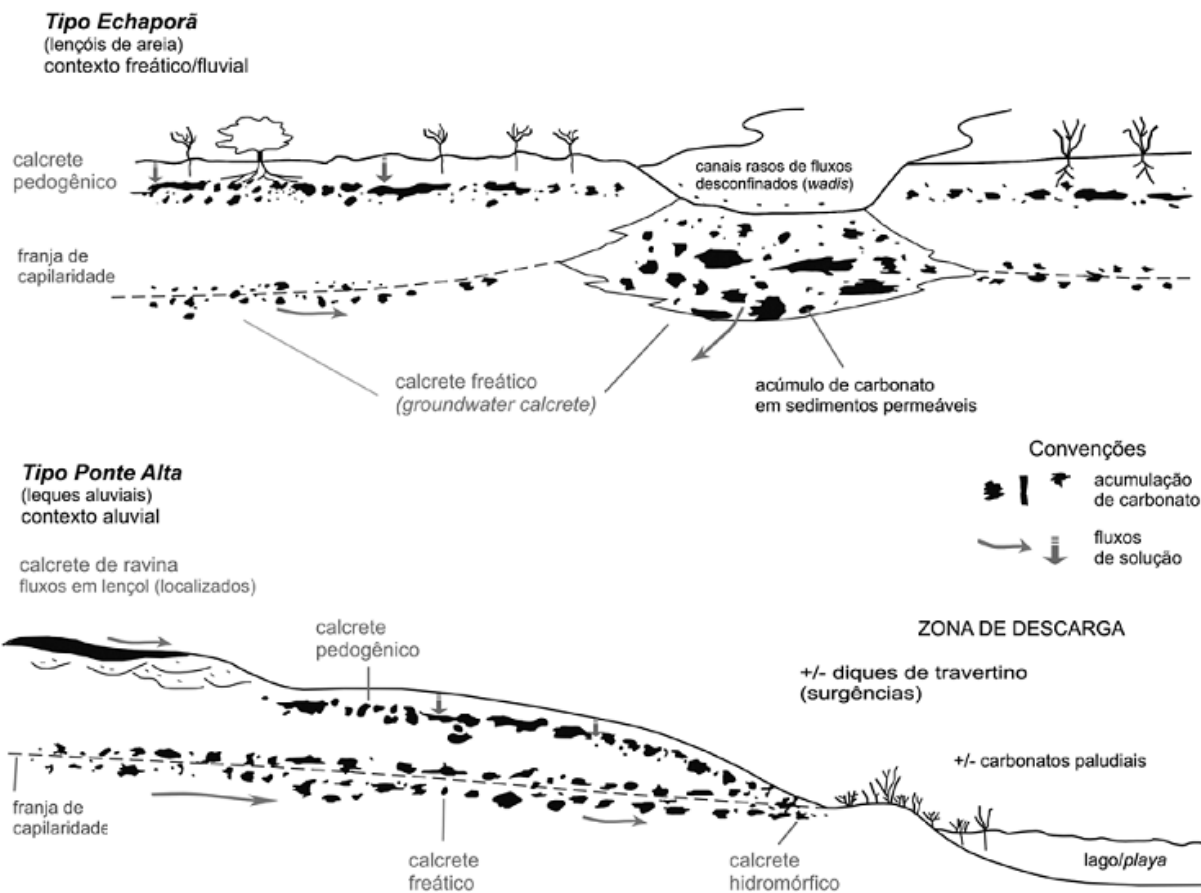


Figura 6.3 – Principais tipos de calcretes da Formação Marília (tipos Ponte Alta e Echaporã), baseado no contexto genético original (retirado de Fernandes, 2010, modificado de Wright, 2007).

Sugio (1973) utilizando os métodos gráficos de SAHU (figura 6.4) comprovou a origem dos sedimentos como sendo depositados em ambientes fluviais. O autor já havia comprovado a aplicabilidade do método em estudos de sedimentologia na região de Iguape-Cananéia e no delta do rio Doce. O trabalho contou com 21 grupos de amostras, compondo um total de 193 amostras. Destes, 18 grupos mostraram claras evidências fluviais, sendo que os 3 grupos (III, VI e XIV) que mostraram fortes evidências diferenciadas se tratam da região de Uberaba e mostraram evidências de deposição em condições de maior energia. Os pontos XVIII e XIX referem-se a áreas da Formação Uberaba e não apresentaram evidências seguras, segundo o autor devido ao baixo número de amostras e à alta variabilidade granulométrica entre elas. No gráfico, o ponto XXI refere-se exatamente às 8 amostras coletadas na cidade de Duartina, comprovando a origem fluvial dos depósitos analisados neste trabalho.

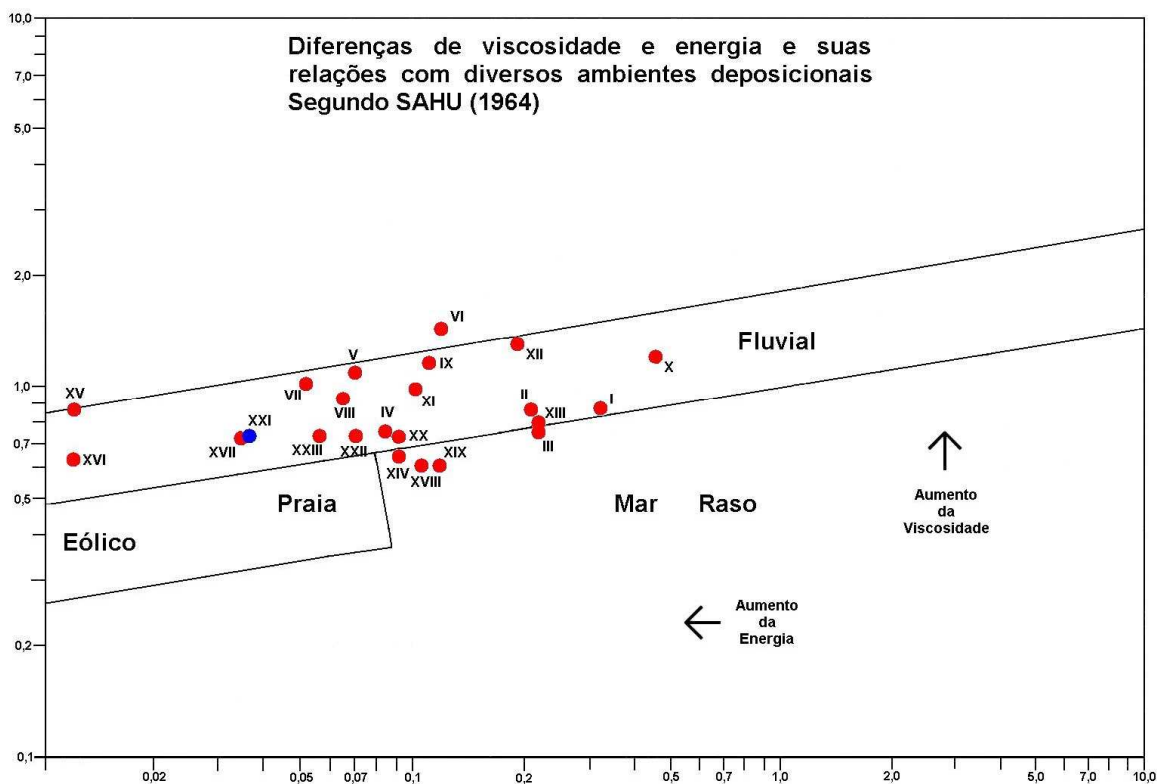


Figura 6.4 – Distribuição dos valores estatísticos através do método de SAHU, para diferenças de viscosidade, energia e seus ambientes deposicionais. A amostra XXI (em azul) agrupa as amostras coletadas em Duartina/SP e mostram origem fluvial dos sedimentos (retirado de Suguio, 1973).

Suguio (1973), analisando diversos autores, correlaciona o processo de sedimentação da Formação Marília com outros eventos, já que durante o Maastrichtiano, é provável que tenha havido um aumento no grau de aridez climática, que teria se iniciado no Turoniano-Santoniano, que seria a explicação para a maior incidência de calcretes na formação e um enriquecimento generalizado no teor de carbonato de cálcio nas rochas desta unidade. Este aumento da aridez no Maastrichtiano estaria relacionado ao resfriamento global das águas oceânicas no final do Cretáceo, com conseqüente diminuição nos processos de evapotranspiração com imediatos efeitos climáticos e registro sedimentar. A teoria de aumento da aridez no Final do Cretáceo é apoiada por diversos autores, entre eles Reeves (1983), Suguio & Barcelos (1983), Petri (1983), Barcelos & Suguio (1987), Suguio (1996), Fernandes & Carvalho (2006), entre outros.

Sgarbi & Gardene (2004), baseados em Alvarez *et al.* (1980) e Hsu (1986), afirmam que este resfriamento das águas globais é detectado a partir do Cretáceo Médio, no entanto, esta abrupta mudança de tendências ao aquecimento para resfriamento levou diversos autores a

concluírem pela ocorrência de algum evento catastrófico neste período – vulcanismo ou impacto de corpo extraterrestre. Conseqüentemente, iniciou-se uma idade do gelo, com temperaturas 40°C abaixo daquelas verificadas antes de tal mudança.

Barcelos (1984), correlaciona a gênese dos calcários ao paleoclima semi-árido, que é o principal responsável pela deposição destes calcários através da formação de lagos efêmeros saturados de carbonato de cálcio provenientes do Grupo Bambuí, e à elevação do nível freático rico em águas carbonatadas, que evaporando acabariam por precipitar o carbonato de cálcio no solo sob a forma de calcretes. Goldberg & Garcia (2000) colaboram ao afirmar que o Grupo Bambuí teve papel importante no aumento da alcalinidade das soluções que percolavam nos sedimentos o Grupo Bauru.

6.1.3.1. Membro Ponte Alta (Formação Marília)

O Membro Ponte Alta, uma das três subdivisões da Formação Marília, ocorre no Triângulo Mineiro, abrangendo os municípios de Sacramento, Uberaba, Ponte Alta, Frutal e Uberlândia, em exposições descontínuas, alinhadas preferencialmente na direção NW e com extensão aproximada de 50 Km, com espessuras entre 10 e 20 metros. Nesta região o Membro atua sustentando grandes chapadões, divisores de águas dos principais rios regionais e caracteriza a porção basal da Formação Marília estando em contato gradacional com a Formação Uberaba (BARCELOS, 1984).

O Membro é formado por calcários impuros que indicam o agrupamento de arenitos imaturos com corpos lenticulares de conglomerados acinzentados subordinados (regionalmente conhecidos como casco-de-burro) e lamitos de coloração cinza-esverdeado a creme, todos com forte cimentação carbonática (FERNANDES, 1998 e SUGUIO, 1973). É esta cimentação carbonática intensa que confere o aspecto, em geral, homogêneo, mas apesar desta aparente uniformidade, podem ser individualizados três litotipos básicos: calcário arenoso de aspecto maciço; calcário conglomerático de matriz arenosa e; calcário fino fragmentado.

De maneira geral, prevalecem os calcários arenosos que formam corpos lenticulares e tabulares, de espessura decimétrica, por vezes contendo estruturas sedimentares internas mascaradas pela cimentação carbonática. Já os calcários conglomeráticos formam intercalações lenticulares, às vezes com estratificação cruzada de médio porte e base erosiva, sendo sustentados

por uma matriz arenosa imatura. Possui arcabouço imaturo, formado por clastos de diversas origens, sub-angulosos a sub-arredondados e de dimensões centimétricas (2 a 15 cm) (FERNANDES & COIMBRA, 2000; 2006). Os calcários mais homogêneos ocorrem, geralmente, na forma de corpos lenticulares de aproximadamente 1m de espessura com extensão de alguns metros, envolvidos por arenito argiloso carbonático (BARCELOS, 1984)

A composição é variada, admitindo-se a constituição por quartzo, quartzito, arenitos, pelitos carbonáticos, basalto e fragmentos de rocha alterada e os clastos mais resistentes são comumente sub-arredondados, os clastos arenosos e pelíticos, com cimentação, são normalmente sub-angulosos. Os calcários finos tem coloração esverdeada, textura de mosaico, com fragmentos geométricos angulosos separados por cimentação carbonática semelhantes ao rompimento por crescimento expansivo (FERNANDES, 1998).

A existência localizada de sílica é outra característica da unidade, sendo que esta se apresenta na forma de vênulas e crostas sub-horizontais de espessura centimétrica de até 20 cm, assim como de revestimento e preenchimento de pequenas cavidades (FERNANDES, 1998). Um fato interessante é o de que o modo de ocorrência desta sílica sugere origem pós-sedimentar, o que aparentemente está relacionado à formação de calcretes de águas subterrâneas. Vale ressaltar que também é comum a presença de fraturas preenchidas de calcita formadas pela dissolução e re-precipitação secundária (SUGUIO, 1973). Essas mesmas feições de preenchimento com calcita são verificadas através de análise microscópica nas amostras usadas como base deste trabalho.

Nas áreas do Triângulo Mineiro os calcários apresentam-se encobertos por estratos de material de alteração de coloração esverdeada nas porções mais inferiores e avermelhada nas porções superiores, ocasionalmente apresentam acumulações de clastos e se configuram de maneira muito semelhante às coberturas encontradas nas partes superiores dos chapadões do relevo regional ou aos arenitos conglomeráticos do Membro Serra da Galga, quando o Membro Ponte Alta se apresenta com estrutura sedimentar.

O paleoclima semi-árido que teria vigorado no final da deposição do Grupo Bauru propiciou a formação de lagos distais efêmeros supersaturados em carbonato de cálcio, originários do Grupo Bambuí, que teriam originado os calcários lacustres do membro em questão. Ao mesmo tempo, águas enriquecidas por carbonato de cálcio, por capilaridade,

elevaram-se e evaporaram e dessa forma precipitando carbonato de cálcio nos interstícios, formado assim os calcretes encontrados em Ponte Alta.

De acordo com Fernandes & Coimbra (2000) a cimentação carbonática camufla grande parte das feições sinsedimentares, assim como raramente se identificam estratificações cruzadas ou outras estruturas de fluxos, sendo assim não é possível determinar os rumos para o transporte de sedimentos.

O Membro Ponte Alta ocorre freqüentemente associado ao Membro Serra da Galga, cujo intervalo é definido por forte cimentação carbonática no interior do Membro Serra da Galga, segundo Suguio (1975, apud Fernandes, 1998). Quando analisada regionalmente, a transição se dá, na maior parte dos casos, de forma gradual, em especial pelos níveis de cimentação. Fernandes (1998) cita diversos autores que consideram o Membro Ponte Alta sobreposta à Formação Uberada e outros a consideram sobreposta à Formação Serra Geral.

De acordo com Fernandes & Coimbra (2000), o conjunto de litofácies sugere uma deposição, provavelmente, em sistema fluvial entrelaçado, mediano de leques aluviais. A presença de estratificação cruzada, conglomerados e feições de corte e preenchimento são indicativos de transporte fluvial, por fluxos efêmeros de alta energia. No entanto é necessário desconsiderar a cimentação carbonática que tem sua gênese ligada a zonas com calcretes de águas subterrâneas.

Apesar da Formação Marília, juntamente com a Formação Adamantina, ser extremamente rica em registros fossilíferos, o Membro Ponte Alta registra raros registros desta natureza. Em trabalhos realizados no Membro, Fernandes (1998) realça a existência de registros de microfósseis, em especial: girogonites de carófitas, ostracodes, microgastrópodes, fragmentos e escamas de peixes, moldes internos de conchostráceos e tubos de vermiformes.

6.1.3.2. Membro Serra da Galga

A unidade ocorre unicamente na borda nordeste da bacia, região do Triângulo Mineiro, onde possui espessura máxima preservada da ordem de 110 metros (Ribeiro, 2001), e onde, segundo Barcelos & Suguio (1987), o Grupo Bauru é representado pelas Formações Adamantina, Uberaba e Marília.

De acordo com Fernandes (1998), a unidade é formada basicamente por arenitos imaturos de granulação fina e grossa, frequentemente conglomeráticos de coloração amarelo pálido a avermelhado e por lamitos de coloração marrom, ocasionalmente possui clastos esparsos (em geral mal selecionados, constituídos por quartzo, quartzito, nódulos carbonáticos remobilizados, arenitos, pelitos, fragmentos de basalto, fragmentos de demais rochas ígneas e ossos), arenitos com estratificação cruzada tabular tangencial na base e acanalada, de pequeno a médio porte.

Dados granulométricos obtidos por Barcelos (1984) indicam predomínio da classe silte grosso (41%), seguida de areia muito fina (31), areia fina (11%), silte médio (9%), areia média e silte muito fino (4% cada um). A porosidade perfaz 7% da rocha e é resultado, basicamente, da dissolução do cimento carbonático e à lixiviação de alguns grãos do arcabouço e argilominerais (Ribeiro, 2001). Gravina *et al.* (2002), através de análises por difração de raio-x na região do Triângulo Mineiro encontraram calcita como o componente mais abundante, seguida por quartzo, paligorskita (que está associada a uma intensa carbonatação durante processos diagenéticos) e dolomita e em quantidade diminutas foram encontrados traços de caolinita (esta indica intemperismo químico intenso na área fonte), hematita, ortoclásio e esmectita.

Para Ribeiro (2001), o membro se constitui preferencialmente por arenitos ricos em quartzo e feldspato. Além disso, a formação apresenta rochas heterogêneas, mal a pobremente selecionadas e presença de argilas do grupo da paligorskita-sepiolita. Para Suguio (2008) o argilomineral paligorskita encontrado tem origem em ambiente continental semi-árido sob condições de pH alcalino. De acordo com Durand *et al.* (2006), a paligorskita é indicativa de pluviosidades máximas de 300 mm e sua principal origem é a interação entre silicatos do material de origem e águas ricas em Mg, dessa forma, seria um produto do intemperismo autigênico e deve se formar nos primeiros estágios do intemperismo e antes da acumulação de calcita no solo. Já para Espinosa & Millán (2003), a paligorskita ocorre em solos submetidos a pluviosidades médias entre 50 e 100 mm anuais.

De acordo com Barcelos (1984), a análise da geometria dos litossomas e das propriedades texturais dos sedimentos, é possível inferir que o ambiente deposicional do membro era marcado por condições de alta declividade, onde se desenvolveram leques aluviais de regimes torrenciais e canais anastomosados em áreas próximas aos arcos marginais.

Para Coimbra (1992), os elementos arquitetônicos encontrados na unidade indicam que o ambiente deposicional era formado por um sistema de canais fluviais entrelaçados, que

correspondiam a partes medianas de leques aluviais provenientes de porções mais elevadas a nordeste. Estes sedimentos são retrabalhados por intemperismo eólico nas planícies arenosas formadas em momentos de menor umidade. Ribeiro (2001) compartilha os mesmos indícios de Fernandes & Coimbra (2000), no entanto, acrescenta a existência de ciclos de granodecrescência ascendente, caracterizados por conglomerados e arenitos conglomeráticos intercalados com arenitos de estratificação cruzada acanalada e tabulares e arenitos maciços, o que é um indicativo de sedimentação episódica, resultado da sazonalidade do clima semi-árido. De acordo com Suguio (1973), nesta porção da Formação as paleocorrentes se direcionavam para sudoeste, variando, ocasionalmente, para sudeste.

Utilizando dados fornecidos por Alves *et al.* (1994), Ribeiro (2001) salienta que os calcretes indicam precipitação em zona meteórica vadosa sob condições oxidantes. Além disso, análise de isótopos identificam grande homogeneidade e origem não marinha.

O conteúdo fóssil do Membro é considerado um dos mais importantes da Bacia Bauru. Na unidade foram encontrados ovos de dinossauros, ossos de titanossuaros, crocodilos e quelônios, além de dentes de dinossauros carnívoros, bivalves, gastrópodes, restos de peixe, tubos de formato vermiforme e anfíbios.

A unidade apresenta contato interdigitado, complexo e irregular com o Membro Ponte Alta, cuja transição é caracterizada por limites bem definidos (abruptos), em geral ocorrendo entre litotipos não cimentados e intensamente cimentados.

6.1.3.3. Membro Echaporã

De acordo com mapeamento realizado por Fernandes (1998), este membro possui áreas de ocorrência na parte superior dos espigões regionais das margens leste e norte da porção oriental da Bacia Bauru. Atua na sustentação de planaltos regionais escarpados, com maior destaque para a região de Marília/SP, Monte Alto/SP e Campina Verde/MG. As maiores espessuras podem atingir 180 metros preservados ao Norte e aproximadamente 110 metros nas porções ao Sul, mas o autor faz algumas ressalvas, visto que poderiam incluir porções da Formação Vale do Rio do Peixe.

O Membro Echaporã é constituído por estratos tabulares de aspecto maciço, apresentando espessura média aproximada de 1 metro, limitado por superfícies sub-horizontais planas, havendo, ocasionalmente, um sutil acúmulo de clastos na porção inferior dos estratos. É constituído por arenitos finos (especialmente nas porções mais ao norte) a médios (prioritariamente em porções ao sul), que ocasionalmente podem conter frações grosseiras e grânulos, sobretudo nas porções marginais. A coloração dos arenitos varia de bege a rosa. Os arenitos apresentam aspecto maciço, com cimentação intensa e nódulos carbonáticos (FERNANDES, 1998). Dados granulométricos de Barcelos (1984) indicam predomínio de areia fina (43%), seguida de areia muito fina (37%), silte grosso (15%) e areia média (5).

As intercalações de lamitos e arenitos lamíticos possuem coloração amarronzada e espessuras que variam de centímetros a decímetros, sendo mais frequentemente encontradas a oeste de Marília. As litofácies conglomeráticas são formadas por intraclastos de dimensões centimétrica, ricos em carbonato de cálcio e lamíticos, e por clastos re-mobilizados a partir de unidades mais antigas (FERNANDES & COIMBRA, 2000).

No que se refere ao conteúdo fossilífero, o Membro Echaporã apresenta-se com importantes registros, sobretudo de dinossauros, crocodilos, restos de peixes, moluscos e importantes registros de flora (Candeiro, 2005).

O Membro possui contatos graduais e interdigitados com a Formação Vale do Rio do Peixe, na sua porção leste assenta-se sobre os basaltos da Formação Serra Geral, ao norte se deposita sobre os arenitos das Formações Botucatu e Pirambóia, rochas do Grupo Passa Dois e arenitos do Grupo Aquidauana, estando coberto por material elúvio-coluvial arenoso de idade quaternária (FERNANDES, 1998).

Os indicativos fornecidos pelos caracteres da unidade sugerem deposição em partes distais de leques aluviais, por fluxos em lençol, com intervalos de exposição que possibilitaram a formação de pavimentos detríticos de deflação e calcretes pedogenéticos. A imaturidade textural e mineralógica indica a predominância de transporte por fluxos densos e proximidade da borda original da bacia, formada pelas porções mais altas do Arco de Ponta Grossa (Fernandes & Coimbra, 2000), com paleocorrentes indicando direção prioritária para sudeste (GOLDBERG & GARCIA, 2000). Para Suguio & Barcelos (1983), a escassez de estruturas sedimentares hidrodinâmicas deste membro sugere mecanismos de sedimentação por movimentos de massa, mais comumente observadas em áreas de clima semi-árido de regime torrencial.

Barcelos (1984) e Paula e Silva (2003) colaboram com os autores anteriormente citados, já que o ambiente deposicional do Membro Echaporã se daria através de fluxos de alta energia e deposição rápida, em forma de leques aluviais, onde expostos ao clima semi-árido passaram a desenvolver-se paleossolos carbonáticos e calcretes nodulares. Estes depósitos raramente se configuram como calcários puros sendo, portanto, calcários arenosos e conglomeráticos, que sustentam o relevo como rochas controladoras da geomorfologia regional (Sugio & Barcelos, 1983). Garcia *et al.* (2005) defendem que os depósitos do membro Echaporã tem origem em sistemas efêmeros, onde houve desenvolvimento de solos e calcretes pedogenéticos. Para estes autores, as rizoconcreções encontradas representam vegetais que eram obrigados a captar água diretamente da zona freática.

7. CONSIDERAÇÕES SOBRE A CIMENTAÇÃO

A cimentação carbonática tem sido muito relevante nos estudos sobre a compartimentação litoestratigráfica da Bacia Bauru, em especial na Formação Marília, sendo utilizada desde os primeiros trabalhos de subdivisão dos depósitos supra-basálticos. Ainda hoje é utilizada como um importante elemento na distinção e na correlação entre unidades litológicas geograficamente distantes.

Suguo & Barcelos (1983), afirmaram que a maioria das rochas carbonáticas encontradas nas unidades da Bacia Bauru são calcretes, desta forma constituem depósitos relacionados a horizontes edáficos com cimento, nódulos e crostas carbonáticas. Em diversos trabalhos foi identificada a associação de esmectita com os calcretes, além da presença da paragênese palygorskita-sepiolita, com especial destaque para a Formação Marília (FERNANDES, 1998). Para Morad (1998), os calcretes de ambientes quentes e secos comumente estão associados a minerais de argila ricos em magnésio (sepiolita e palygorskita) e estão sempre associados a esmectita e caolinita.

Além destas evidências, os arenitos do Grupo Bauru fornecem cristais salinos (conhecidos como rosas do deserto), que se formam em *sabkhas* e lagoas salinas, principalmente na Formação Araçatuba e ocorrências de barita associada ao cimento carbonático em arenitos da Formação Adamantina (FERNANDES, 1998).

De acordo com Fernandes (1998), calcretes são acumulações continentais sub-superficiais, constituídas essencialmente por Carbonato de Cálcio (CaCO_3), podendo ocorrer em três diferentes formas: pulverulento, nodular e crostas duras. De acordo com Newell (2006), o carbonato de cálcio dos arenitos em questão ocorre sob a forma de cimento carbonático, preenchendo os espaços entre os grãos de quartzo e a matriz argilosa formando calcretes, além disso, estes seriam importantes indicadores de longas estações secas intensa evaporação.

Para Suguo & Barcelos (1983), apesar da denominação “*calcretes*” ser a mais utilizada, estes são conhecidos por varias denominações, entre elas: caliche (EUA), croûte calcaire (França), nari (Israel) etc. Os mesmos autores consideram os calcretes, em especial aqueles da Formação Marília, como um material de grande importância para a reconstrução paleoambiental, uma vez que os calcretes são distribuídos em regiões de clima semi-árido quente, desta forma

sendo usados como indicadores paleoclimáticos, e são indicativos de acúmulo de água nos continentes ou ambientes marinhos.

Talma & Netterberg (1983) enumeraram os mecanismos, mecânicos e químicos, que resultam em acúmulo de CaCO_3 , sendo eles de origem orgânica (acúmulo de esqueletos e carapaças de animais; e atividades vitais dos organismos, como transpiração, fotossíntese e processos bacteriológicos) ou inorgânicos (deposição por suspensão em água ou ar; mistura de soluções; acumulação de CO_2 quando há redução de pressão e aumento da temperatura e; evaporação).

Os principais processos que resultam na formação de calcretes envolvem a cimentação e/ou substituição (preenchimento de espaços inter-granulares) de determinadas parcelas de solo, rocha ou material alterado. Um dado importante com relação à sua formação se refere ao limite de umidade existente para proporcionar a formação, sendo este limite da ordem de 400 a 600 mm anuais de precipitação (KLAPPA, 1980). Ghosh (1995), Ramakrishnan & Tiwari (1998) e Badía *et al.* (2009) entre outros, também defendem a idéia de que para haver precipitação do carbonato de cálcio deve haver clima quente e seco, já que a taxa de evapotranspiração deve ser maior que a taxa de pluviosidade anual. Ghosh (1995) ressalta que em pesquisas feitas na latitude de 20° Sul, durante o final do Cretáceo e, portanto, em uma posição bem próxima daquela onde se encontrava a Bacia Bauru, as temperaturas médias, nesta latitude, deveriam ser acima de 27°C .

Além do limite de umidade, a distribuição das precipitações também é um fator importante (FERNANDES, 1998). A formação de horizontes com cimentação carbonática em ambientes semi-áridos tem sido, na maioria dos casos, atribuída a processos edáficos, dando origem a calcretes pedogenéticos, enquanto calcretes não pedogenéticos são comuns em bacias aluviais recentes de clima árido, porém, pouco reconhecidos no registro estratigráfico mais antigo.

Atualmente, verifica-se que não só os calcretes, mas também os dolocretes ($[(\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2)]$) e gipsycretes ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) se formam em áreas de clima semi-árido, podendo assim, servirem de indicativos paleoclimáticos (KLEIN & MIZUSAKI, 2007).

Calcretes de águas subterrâneas são formados em áreas de clima semi-árido e quente através da flutuação do nível freático próximo da superfície. Nestes casos, é necessária a existência de chuvas torrenciais (*wadis*) para que estas promovam a elevação do nível freático, pela rápida infiltração da água nas parcelas mais baixas do terreno que por sua natureza é

bastante permeável. Como em ambientes de clima semi-árido as chuvas são efêmeras e torrenciais, o nível do lençol volta rapidamente aos patamares anteriores à precipitação e a contínua repetição deste processo causa uma mobilização e precipitação de carbonato na zona sub-superficial de oscilação do nível freático (DUNIWAY, 2007).

Cabe ressaltar que as formas mais disseminadas de calcretes estão relacionadas a perfis de solo, onde corresponde à acumulação e formação de um horizonte cálcico ou petrocálcico, que são frequentemente associados aos perfis B e C do solo.

De maneira geral, os calcretes formados a partir da oscilação de nível freático não contam com perfis maduros, ao contrário daqueles formados pela pedogênese, ainda que tendam a ser compostos por nódulos, maciços ou de aspecto brechóide. Além disso, podem estar associados à sílica autigênica, argilas e gipso (FERNANDES, 1998).

Andreis (1981) concorda afirmando que as acumulações carbonáticas podem representar um processo pedogenético, estando relacionadas com as variações do nível freático ou ser originadas pela percolação e migração de soluções. Estas acumulações deveriam ser consideradas sempre como pedogênicas, exceto quando há a certeza da existência de um horizonte freático identificado pela continuidade lateral e profundidade.

7.1. Cimentação Carbonática

As fontes de carbonatos são diversificadas e podem estar relacionadas à água das chuvas, que contem naturalmente entre 6 e 7 ppm de Ca^{+2} , ao escoamento em superficial e subsuperfície, à vegetação que é capaz de acumular carbonatos no interior de seus tecidos ou dissolvem carbonatos contidos na rizosfera, litologias, bioclastos produzidos por gastrópodes e à poeira (Klappa, 1980). A poeira mobilizada pelo vento é responsável pelo transporte de partículas ricas em íons Ca^{+2} que se depositam e posteriormente são dissolvidas pela água que, ao infiltrar, carrega consigo os íons que mais tarde irão se precipitar em profundidade que varia de acordo com a textura do solo e da intensidade da precipitação (BÁDIA *et al.*, 2009).

A formação de carbonatos em solos está diretamente ligada a cinco fatores: material de origem, vegetação, topografia, clima e tempo.

- **Material de Origem:** Os carbonatos podem ter sua origem através da alteração de diversos materiais ricos em minerais primários de cálcio, entre eles os plagioclásios, piroxênios, olivinas e anfibólios. Em casos onde o solo não conta com a presença de materiais ricos em cálcio, sua origem é explicada pela ação do vento, água ou relevo;
- **Vegetação:** As raízes das plantas retiram água do solo para manter o metabolismo vegetal e desta forma produzem uma maior concentração, e possível, precipitação de carbonatos junto às raízes e a superfície do solo.
- **Topografia:** Através da mobilização pela água e sua conseqüente armazenagem nas porções mais rebaixadas do relevo, estas seriam as áreas de melhores condições para precipitação de carbonatos em períodos mais secos.
- **Clima:** Nas áreas de climas mais úmidos ocorre intensa lixiviação e, portanto, não ocorrerá a precipitação de carbonatos. Já em ambientes de climas áridos e/ou semi-áridos o processo de precipitação dos carbonatos é favorecido por uma fase seca.
- **Tempo:** Uma vez estando relacionado a diversos fatores, a precipitação de carbonatos pode ocorrer em períodos de tempo muito diferentes a julgar ambientes diferentes.

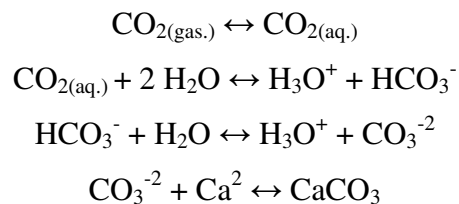
Klappa (1983) sintetizou algumas características encontradas em calcretes atuais que se desenvolvem em perfis de solo: são acumulações de carbonato de cálcio em superfície ou próximo a ela; se apresentam uniformemente e continuamente por quilômetros; ocorrem preferencialmente em áreas de clima semi-árido a temperado; ocorrem em áreas de topografia suave (declividades menores que 25°) são concordantes com a topografia atual; independe do substrato; podem ocorrer em qualquer tipo de rocha; apresentam diminuição no teor de CaCO_3 em direção à base do perfil e; dificilmente ultrapassam os 6 metros de espessura.

De acordo com Klein & Mizusaki (2007), a precipitação/dissolução de carbonatos depende de certos fatores que irão conduzir à solução no sentido da precipitação ou não desses íons, entre os quais: águas, uma vez que estas produzem a dissolução do CaCO_3 , aumentando a formação de carbonatos solúveis a serem mobilizados; dióxido de carbono, já que a elevada concentração de CO_2 aumenta o pH da água, que por sua vez inviabiliza a precipitação de carbonatos; temperatura, uma vez que temperaturas maiores inibem a dissolução de CaCO_3 , conseqüentemente, favorecendo a precipitação do carbonato.

Klappa (1980) colabora ao afirmar que para haver a precipitação de calcita o pH do solo deve ter um valor mínimo de 5,6 e máximo de 8,2. Para Retallack (2001), para que possa haver

formação de cimentação carbonática, o pH do solo deve apresentar valores entre 6,5 e 9, sendo que em valores mais elevados haveria somente a precipitação na forma de nódulos carbonáticos. Além disso, a precipitação era influenciada ou controlada por atividade biológica, destacando-se bactérias, fungos e algas azuis e verdes, que mudam as condições de pH e possibilitam a transferência de Ca^{+2} .

Ghosh *et al.* (1995) esclarecem as condições e processos de precipitação do carbonato de cálcio, para os quais, a água percolada, carregada com íons de carbonato de cálcio cria as condições físico-químicas necessárias e a partir destas condições as reações químicas envolvidas seriam:



Para Fernandes (1998), a cimentação ocorrida nas parcelas mais interiores da Bacia Bauru está estritamente interligada à precipitação de carbonatos em lagoas salinas, rasas e efêmeras de ambientes desérticos ou semi-desérticos, em especial as Formações Goio Erê e Santo Anastácio (ambas do Grupo Caiuá) e a Formação Vale do Rio do Peixe (Grupo Bauru), assim como nas planícies de inundação de fluxos entrelaçados (Formações São José do Rio Preto e Presidente Prudente). No caso da Formação Araçatuba os períodos de maior aridez promoviam a precipitação de carbonatos nas zonas pantanosas.

No caso da Bacia Bauru, é muito provável que as principais áreas externas fornecedoras dos carbonatos tenham sido porções Grupo Bambuí, como já citado anteriormente, com idades do Proterozóico Superior e que forneceram material para as porções ao norte; unidades carbonáticas Paleozóicas da Bacia do Paraná, em especial o Sub-Grupo Irati a Formação Rio do Rastro e os calcários de idade Pré-Cambriana dos Grupos São Roque e Açungui, que forneceriam material carbonático para a porção leste da Bacia Bauru (KLEIN & MIZUSAKI, 2007).

Apesar de todas as formações apresentarem indícios de paleossolos contendo horizontes de calcretes pedogenéticos preservados ou re-trabalhados, a alta mobilidade de íons cálcio e carbonato promoveu a re-precipitação, principalmente nas litofácies mais permeáveis e menos cimentadas. No caso da Bacia Bauru, grandes depósitos cimentados podem estar ligados a uma maior oferta de água, cujos fluxos aquosos provocariam variações temporárias mais frequentes do

nível freático, com conseqüente re-mobilização e precipitação de carbonatos. Já a existência de nódulos associados à rizólitos indicariam boas condições de drenagem durante o período de precipitação (SMITH *et al.*, 2008).

Pierini (2006) se baseia em dados fornecidos por Pimentel *et al.* (1996) e sintetiza alguns caracteres macro e microscópicos para diferenciação de calcretes pedogenéticos de calcretes de água subterrânea (tabela 7.1). A autora ressalta que muitas feições de calcretes de águas subterrâneas podem se sobrepor à feições pedogenéticas, caso os calcretes pedogenéticos estejam sob interferência de ambientes aquosos, posteriormente à sua formação.

Para Newell (2006), visualmente, calcretes alongados horizontalmente são indicativos claros de calcretes formados inorganicamente, através de água subterrânea ou elevação da franja capilar. Gile *et al.* (1966) relacionam fortes acumulações a ausência de importantes feições de depósitos eólicos.

Pedogênese	Água Subterrânea (Diagênese)
Depósitos geralmente pouco espessos (1-2m). As formas mais espessas exibem brechação, fábricas peloidais ou pisolíticas;	Podem atingir espessuras de 10m ou mais;
Apresentam perfil desenvolvido em horizontes, com topo abrupto e base gradacional;	Perfis uniformemente maciços, com limites gradacionais no topo e na base;
As macroestruturas são: nodular, maciça, laminar e pisolítica;	Raramente formam horizontes, não mostram estruturas pisolíticas ou prismáticas;
Rizoconcreções são comuns;	Menor abundância de rizoconcreções;
A microfábrica é do tipo beta (biogênica/microbial, relacionada à presença de raízes, carbonatos com fábrica alveolar, calcita fibrosa);	A microfábrica é do tipo alfa (densamente cristalina);
Fábrica tipicamente vadosa (presença de estruturas em menisco ou ingente);	A fábrica vadosa, se presente, ocorre próxima ao topo dos corpos carbonáticos;
Finamente cristalinos;	Podem apresentar uma variedade de tamanho de cristais, incluindo dolomita esferoidal;
Porosidade baixa e granulometria fina	Porosidade alta (>25%) e granulometria grossa;
Normalmente associados a superfícies mais estáveis, como planícies de inundação.	Marmoreado intenso relacionado com as remobilizações de Fe pelas águas subterrâneas redutoras.

Tabela 7.1 – Diferenciação esquemática entre calcretes pedogenéticos e de águas subterrâneas (modificado de Pierini, 2006).

Para Fernandes (1998), a intensidade e a freqüência de cimentação na Bacia Bauru decrescem das bordas para o interior da bacia, cuja configuração seria controlada por alguns fatores, entre eles: proximidade das fontes externas de carbonato; maior permeabilidade natural

dos sedimentos; maior disponibilidade de água que provocariam variações cíclicas do nível freático. Segundo ele, o primeiro e terceiro fatores foram de grande importância na fase eodiagenética e o segundo foi crucial na acumulação de carbonatos nas unidades mais interiores da bacia, onde a cimentação ocorreu durante a diagênese. “*Os processos de cimentação por águas subterrâneas foram mais pronunciados nas bordas das bacias, devido à maior disponibilidade de água, assim como de acumulações carbonáticas, externas (áreas-fonte próximas) e internas (calcretes pedogenéticos)*” (FERNANDES, 1998).

7. 2. Cimentação Carbonática na Formação Marília

Quanto à Formação Marília, Suguio (1973), afirma que a origem do carbonato de cálcio, assim como para o Grupo Bauru, seriam os basaltos da Formação Serra Geral, sendo os calcários sedimentados, provavelmente, por precipitação química em lagos de águas básicas supersaturadas em bicarbonato de cálcio. Segundo o mesmo autor, baseado nos teores de bário dos calcários, o bicarbonato seria proveniente do intemperismo de piroxênios e feldspatos cálcicos dos basaltos.

Suguio (1973) ainda enfatiza que os teores mais elevados de bário nos calcários do Triângulo Mineiro poderiam indicar a origem do CaO a partir dos basaltos. O mesmo autor chama atenção para a ausência de estratificação e o aspecto nodular da cimentação, especialmente na Formação Marília.

Para Suguio (1981), o carbonato de cálcio é autigênico, sendo resultado de alterações de augita ($\text{Ca}(\text{Mg,Fe})(\text{SiO}_3)_2[(\text{Al,Fe})_2\text{O}_3]$), onde, por processos diagenéticos de percolação e lixiviação, a cimentação original migrou e precipitou-se, dando origem aos nódulos carbonáticos.

De acordo com Barcelos (1984), os calcários da formação Paraobepa, Grupo Bambuí, que ocorrem a nordeste do Membro Ponte Alta, seriam a principal fonte de carbonato de cálcio. Este autor se baseia em trabalhos de Hasui *et al.* (1975) e Almeida *et al.* (1980), que relacionam movimentos de blocos ao longo de falhas pré-existentes, que por sua vez teria dado o contorno NNO à Bacia do Paraná com o soerguimento do Alto de Paranaíba.

Fernandes (2010) propõe a divisão dos calcretes da Formação Marília em dois tipos genéticos (figura 7.1), para tal, usa os critérios de Whight (1990) e Whight & Tucker (1991), que estabelecem um tipo *Beta* (contendo feições biogênicas) e um tipo *Alfa* (com feições

predominantemente não-biogênicas, onde prevalece fábrica plásmica nas análises micromorfológicas). O tipo Echaporã, que se desenvolveu em áreas mais internas da bacia, sobre depósitos de lençóis de areia e de planícies fluviais entrelaçadas com porções desérticas, porém com proximidade da zona saturada em água. O segundo tipo se refere ao calcrete Ponte Alta (que na verdade engloba as porções dos membros Ponte Alta e Serra da Galga, que se desenvolveu sobre depósitos proximais de leques aluviais marginais).

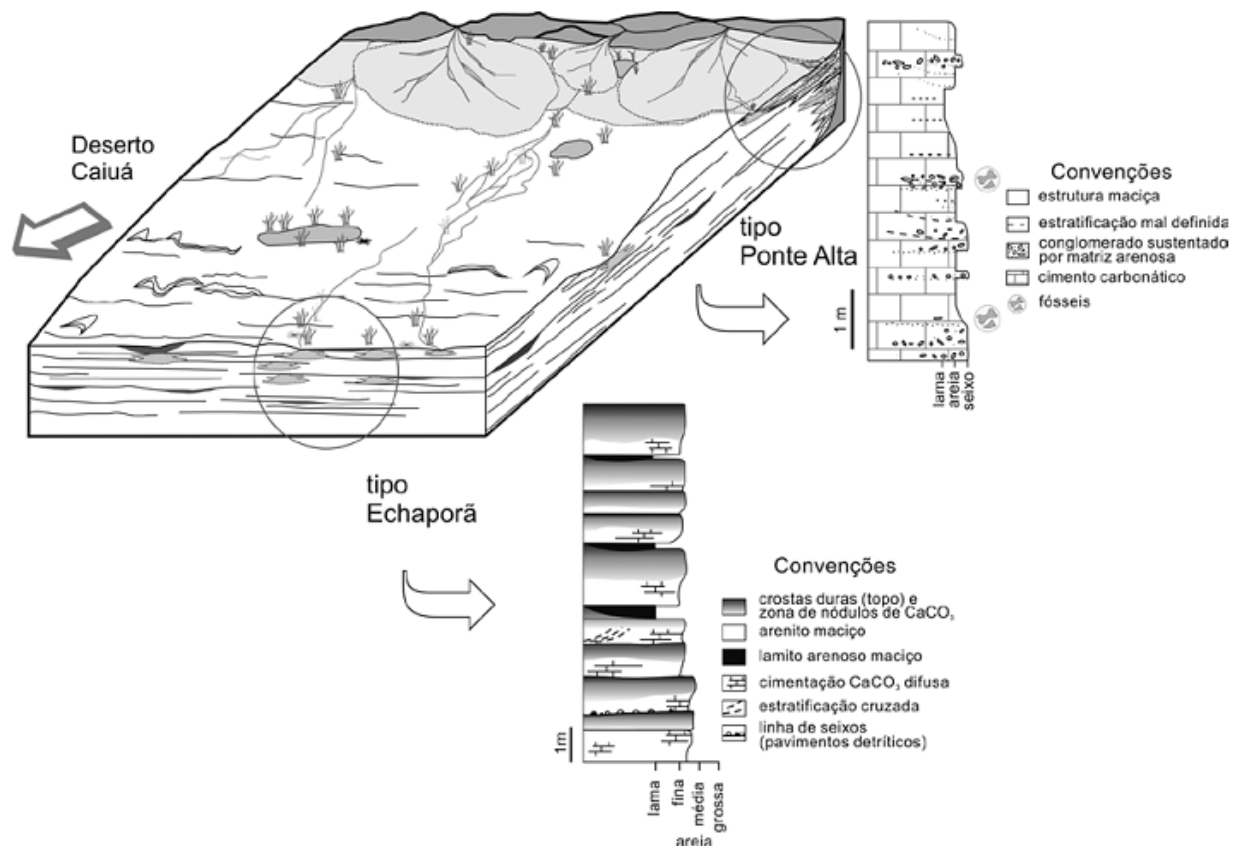


Figura 7.1 – Reconstrução do cenário paleoambiental da porção centro-norte da Bacia Bauru no contexto de formação dos calcres Ponte Alta e Echaporã (retirado de Fernandes, 2010).

Os calcres na região de Echaporã se apresentam em aspecto maciço, com horizontes de cimentação carbonática com texturas maciça a mosqueada, nodulares e de crostas carbonáticas. Nestes horizontes calcificados são comuns os revestimentos de argila e óxidos/hidróxidos de ferro, feições biogenicas relacionadas o ao de fungos, bactérias ou raízes, caracterizadas por estruturas alveolares, septarias, revestimento de calcita acicular (FERNANDES, 2010). A ocorrência de intraclastos argilosos, associados o textura micrítica, com grãos de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos, sugerem a coexistência de processos freáticos e vadosos. Segundo

Espinosa & Millán (2003), a existência de alguns destas evidências, grãos revestidos, nódulos e estruturas septárias e alveolares, são claros indicativos de cimentação acelerada por atividade microbiana associada às raízes.

De acordo com Zarza (2003), os carbonatos de regiões pantanosas exibem uma associação de características muito particular, composta por nódulos, mosqueamento (amarelo, laranja e vermelho), grãos de tamanho reduzido, sinais de raízes verticais e pequena quantidade de sinais de ostracodes, carófitas e gastrópodes. Segundo o mesmo autor, os carbonatos podem fornecer importantes subsídios já que os calcários que exibem cavidades de raízes e estrutura prismática são indicadores de cobertura vegetal bem estabelecida, aqueles que, em sua análise micromorfológica, não exibem indícios de bioturbação seriam típicos de calcretes de águas subterrâneas e por fim, aqueles com concentrações de C^{13} entre +12‰ e -4‰ e O^{18} entre -9‰ e +3‰ seriam indicativos de carbonatos pedogenéticos.

As análises do sedimento Bauru, feitas por diversos autores, sempre o relacionam à formação continental e em ambiente árido ou semi-árido de água doce. Suguio (1973) colabora fornecendo análises de composição isotópica de carbono e oxigênio contidos nos calcretes do Grupo Bauru (figura 7.2). O autor se utiliza de parâmetros estabelecidos por Keith & Weber (1964), onde os valores de C^{13} entre -2‰ e +6‰ indicariam ambiente marinho e entre -2‰ e -8‰ indicariam ambiente continental. Parcerisa *et al.* (2006) identifica calcretes de ambientes de água doce por composições de O^{18} entre -5‰ e -7‰ e C^{13} entre -4‰ e -10‰.

Talma & Netterberg (1983) estabelecem, para zonas com pluviosidade inferior a 250 mm anuais de chuva, valores de C^{13} menores que -6‰ e para O^{18} , valores menores do que +2‰. Para a formação de depósitos de calcrete, os valores de C^{13} podem variar de -12‰ a -5‰, sendo que calcretes de regiões tropicais apresentam valores entre -5‰ e +2‰ e para calcretes de zonas temperadas (40-50° Norte/Sul), os valores de C^{13} seriam de -12‰ a -8‰.

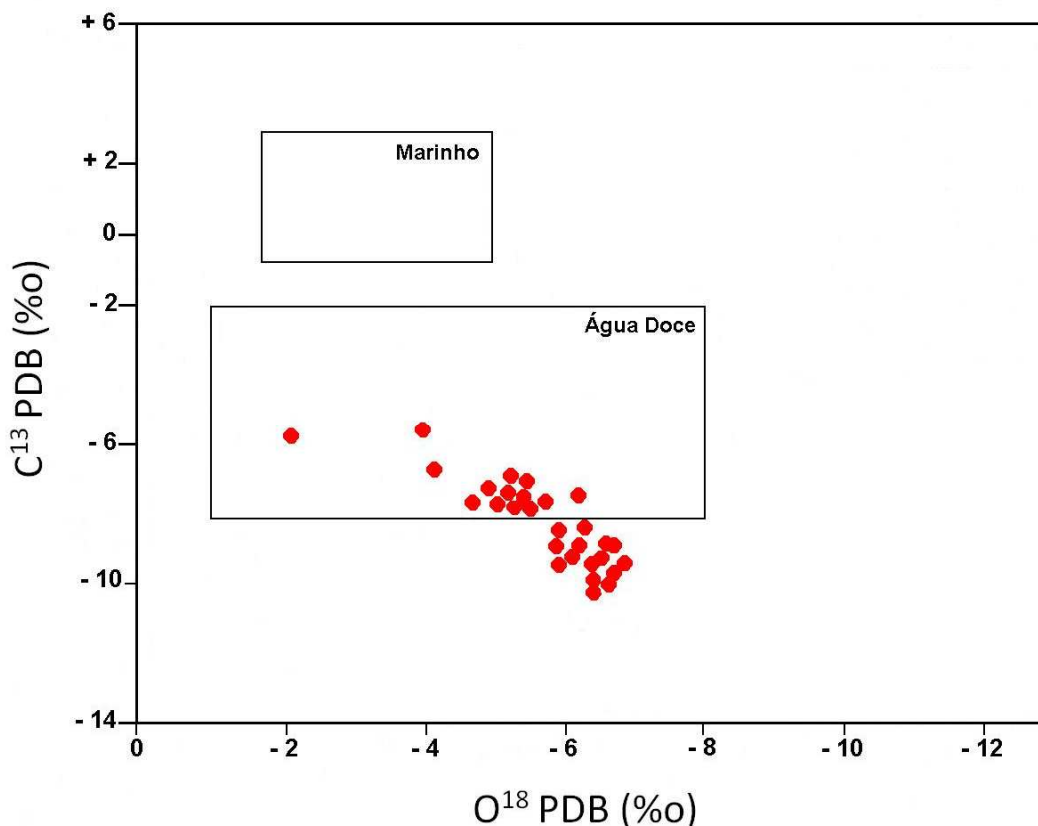


Figura 7.2 – Distribuição de valores de C^{13} e O^{18} para calcários do Grupo Bauru. O autor enumerou somente as amostras que apresentaram valores mais típicos e fieis aos padrões estabelecidos para ambientes de água doce e marinho (modificado de Suguio, 1973).

Os dados obtidos por Suguio (1973) comprovam que os calcaretes analisados, incluído os da Formação Marília, não passaram por alterações recentes. Esta evidência é assegurada por elementos fornecidos por Ghosh *et al.* (1995), segundo o qual, a composição isotópica de concreções recentes é formada por média de $-3,8‰$ de C^{13} e $-2,9‰$ de O^{18} , valores bastante distintos daqueles encontrados por Suguio (1973), o que sugere mínima alteração por águas subterrâneas em períodos recentes. Outro fato que pode ser excluído é a origem por metanogêse microbiana, que apresentaria, neste caso, valores mais elevados de C^{13} (entorno de 55 a 60‰) (MORAD, 1998).

Em análises químicas dos calcários, Suguio (1973), situa aqueles encontrados no Grupo Bauru como calcários “novos” (neste caso de origem cretácea). Esta colocação é feita a partir de dados fornecidos por Garrels & Mackenzie (1971), de que haveria um enriquecimento de MgO nos calcários mais antigos. Além disso, a relação Ca/Mg seria de 50/1 nos calcários “novos” e de algo próximo de 1,7/1 (valores próximos da dolomita) para os mais antigos. No caso das

amostras de Suguio (1973), as amostras apresentaram valores variando entre 7,33 e 17,3, o que o situa no grupo de calcários novos.

O mesmo autor, utilizando dados de Ronov & Ermishkina (1959), estabelece implicações paleoclimáticas para calcários com teores menores que 0,04% de MnO, sendo estes originados em ambientes de clima semi-árido ou árido, enquanto que calcários de climas mais úmidos apresentariam valores muito superiores.

A relação entre Fe_2O_3 e MnO também possui validade paleoclimática, de acordo com Suguio (1973) que se utiliza de informações de Krauskopf (1967). De acordo com o autor, nas zonas de formação de carbonatos os processos geoquímicos levam à separação diferencial do Mn e do Fe. No trabalho de Suguio (1973), os valores encontrados foram pouco variáveis, estando sempre próximos de 0,025 e, portanto, relacionando o sedimento à climas mais secos.

8. CONTEÚDO FOSSILÍFERO

Fóssil é o registro de uma espécie que existiu em determinado intervalo de tempo da história da Terra, representando, assim, um estágio de evolução dos seres vivos. Considerando que a evolução ocorreu numa ordem bem definida, de maneira irreversível, os fósseis constituem uma importante ferramenta para estudos que envolvam, de alguma forma, o passado do planeta.

Dentro dos períodos compreendidos pela história geológica da Terra, o Cretáceo pode ser considerado um dos períodos mais importantes com relação aos registros fossilíferos, apesar de marcado pela progressiva decadência dos grandes répteis, entre eles os dinossauros, que acabaram extintos ao final deste período. De acordo com Brito (1990), paleontologicamente, o final do Cretáceo e da Era Mesozóica é caracterizado pelo desaparecimento de grandes grupos de répteis, tais como os mosassauros, lagartos marinhos de grande porte, todas as famílias de dinossauros e inúmeras espécies de invertebrados. A vegetação também passou por notáveis mudanças, principalmente com o surgimento e uma rápida proliferação de angiospermas que ao final do período já havia se tornado o grupo vegetal dominante (CARVALHO, 2010).

Sedimentos, e conseqüentes registros fossilíferos do Cretáceo, ocorrem em grande número de bacias interiores, entre as quais figura a Bacia do Paraná. Nesta, os afloramentos fossilíferos chegam a algumas centenas e os principais fósseis descritos incluem répteis, especialmente os dinossauros, quelônios e crocodilos, anfíbios, crustáceos conchostráceos e ostracodes, peixes, moluscos (bivalves e gastrópodes) e plantas (rizólitos e algas carófitas) (MEZZALIRA & ARID, 1981).

De acordo com Mezzalira (1981), a ausência de matéria orgânica sugere a deposição dos sedimentos em condições aéreas e sub-aéreas em zonas de intensa oxidação, sendo esta uma das prováveis causas da má conservação dos fósseis. O mesmo autor sugere que a evaporação da água nos leitos dos canais e lagos, em razão do clima árido e semi-árido, provocou a morte de moluscos e as correntes torrenciais de inundação teriam realizado o transporte das conchas, ocasionando a falta de registros deste gênero. A existência de bivalves na Formação Marília comprova a existência de lagos, as adaptações morfológicas em sapos da espécie *Baurubatrachus price* mostram um desenvolvimento da parte óssea que sugere habitat subterrâneo para suportar o clima e, por fim, os moluscos morreram quando lagos e rios secaram e posteriormente suas

conchas foram transportadas quando houve reativação de correntes de água (GOLDBERG & GARCIA, 2000)

Segundo o mesmo autor, durante o Maastrichtiniano o clima geral foi marcado por maior aridez. A sazonalidade era marcada por longos períodos de seca e períodos curtos de muita chuva, que se concentravam nas áreas marginais tornando-as mais propícias ao desenvolvimento de fauna e flora. Nessas condições a fauna se concentrava ao redor de lagos, onde gramíneas e arbustos garantiam a sobrevivências dos herbívoros, até que períodos de seca mais prolongados provocavam a morte desses animais (GOLDBERG & GARCIA, 2000).

Os principais registros fossilíferos ocorrem nas Formações Marília (prioritariamente) e Adamantina, especialmente nas porções oeste e noroeste do estado de São Paulo e parte do Triângulo Mineiro. A distribuição e frequência das espécies encontradas indicam a existência de paleoclima rigorosamente seco e quente, havendo maior desenvolvimento de vida na borda nordeste (maior disponibilidade de água) e nas zonas internas no entorno de planícies e canais fluviais (MEZZALIRA, 1981).

De acordo com Mezzalira (1974), o conteúdo fossilífero das parcelas interiores da Formação Marília é idêntica aos registros de fauna da Formação Adamantina. Para Suguio (1980), os registros datam do Cretáceo Superior e para Soares (1980) datam do Santoniano e Maastrichtiano.

Especificamente na Formação Marília, os principais registros fossilíferos encontrados são formados por vertebrados da família Titanosauridae, entre eles os sauropodos e titanossauros, peixes (characiformes, siluriformes e perciformes), tartarugas (*Cambaremys langertoni*), sapos, dulciaquícolas (gastrópodos e bivalvíos), terópodos, crocodilomorfes, anfíbios, vegetais (carófitas, pterodófitos e esporos), restos esqueléticos de lepidosáurios, testudines, ovos fossilizados, corólitos, moluscos (*Viviparus souzai*, *Physa aridi* e *Musculium*, *Amblyochara sp.*, *Gobichara groberi*, *Chara sp.*, *LLyocypris setembrinopetri*, *LLyocypris sp.*, *Neuquenocypris minor mineira*, *Virgato cupris mezzalirai*, *Candonopsis sp.*), crustáceos e restos vegetais (SUGUIO, 1973; MEZZALIRA, 1974; MEZZALIRA & ARID, 1974; MILONISANTUCCI & BERTINI, 2001; GARCIA *et al.*, 2005, OLIVEIRA *et al.*, 2006 e VASCONCELLOS & CARVALHO, 2006). Vasconcellos & Carvalho (2006), complementam ao afirmar que o Membro Ponte Alta é mais rico dentre os depósitos da Formação Marília. Suguio (1973) defende que todos os fósseis encontrados indicam ambiente continental, com animais que viviam em

planícies de inundação, lagos e pântanos, dessa forma, o mecanismo de cheias periódicas recobriria os restos expostos à ambiente de intensa oxidação.

Segundo Candeiro (2005) e Iori & Carvalho (2009), as espécies mais importantes e formalmente descritas na Formação Marília são representadas por *Armadillosuchus arrudai*, *Baurubatrachus pricei*, *Baurusuchus salgadoensis*, *Pristiguana brasiliensis*, *Itasuchus jesuinoi*, *Mariliasuchus amarali*, *Mariliasuchus Robustus*, *Morrinhosuchus luziae*, *Peirosauros torminni*, *Sphagesaurus huenei*, *Sphagesaurus montealtensis*, *Uberabasuchus terrificus*. Os dinossauros constituem os restos mais abundantes e são representados por terópodes, saurópodes e titanossuros, além de uma série de partes. Há ainda, uma numerosa quantidade de crocodilianos e testudines, além de inúmeros fragmentos de ossos ainda não identificados.

Outra forma de “registro fóssil”, não menos importante, encontrada nos depósitos da Formação em questão, se refere aos icnofósseis, que seriam o resultado da atividade de um organismo e são de grande importância para a interpretação paleoambiental, uma vez que não sofrem retrabalhamento. Apresentam ainda algumas vantagens comparativas aos fósseis: são representantes diretos de uma biocenose (uma associação de espécies de organismos vivos que vivem em equilíbrio ecológico no mesmo habitat), uma vez que ocorrem *in situ*; são mais comumente encontrados em arenitos (caso da Formação Marília) e; pela tendência da diagênese em aumentar a visibilidade dos icnofósseis (CARVALHO, 2010).

Os icnofósseis congregam diferentes tipos de estrutura, entre elas as bioturbações, muito comuns nos depósitos da Formação Marília. Estas são constituídas por vestígios deixados por animais e vegetais, que mais comumente incluem marcas de raízes, que formam as rizoconcreções (concentração de sais ao redor das raízes) muito comuns na formação em questão, além de pegadas, tubos (icnofauna) etc.

Fernandes & Carvalho (2006), analisando icnofósseis da Formação Adamantina, conseguiram identificar a origem de 4 manifestações de icnoespécies, todas elas depositadas em ambientes de correntes fluviais ou planícies aluviais de clima seco. A existência desses icnofósseis e sinais de raízes, ossos de vertebrados, coprólitos e ninhos de ovos existindo em diferentes níveis estratigráficos seria mais uma comprovação de áreas de canais entrelaçados e planícies aluviais. A primeira delas oriunda de manifestações de *Arenicolites isp* (figura 8.1 – B;C), que em ambientes continentais são identificados como insetos e oligoquetos, onde os últimos se tratam de anelídeos, os quais deixariam evidências de tubos em formato de U. O

segundo gênero identificado é o *Macanopsis isp* (figura 8.1-A), sendo representado por insetos, aranhas, decápodes (crustáceos) e moluscos. Este segundo grupo foi identificado na Formação Marília, contudo, segundo os autores, este gênero é largamente encontrado nos depósitos desta Formação. Ainda de acordo com Fernandes & Carvalho (2006), a existência deste gênero com origem em depósitos de correntes fluviais foi comprovado por autores como Macsotay (1967), Hantzschel (1975) e Brown & Kraus (1983). Muñiz & Mayoral (2001) relacionam os icnofósseis de *Macanopsis* a crustáceos típicos de ambientes carbonáticos

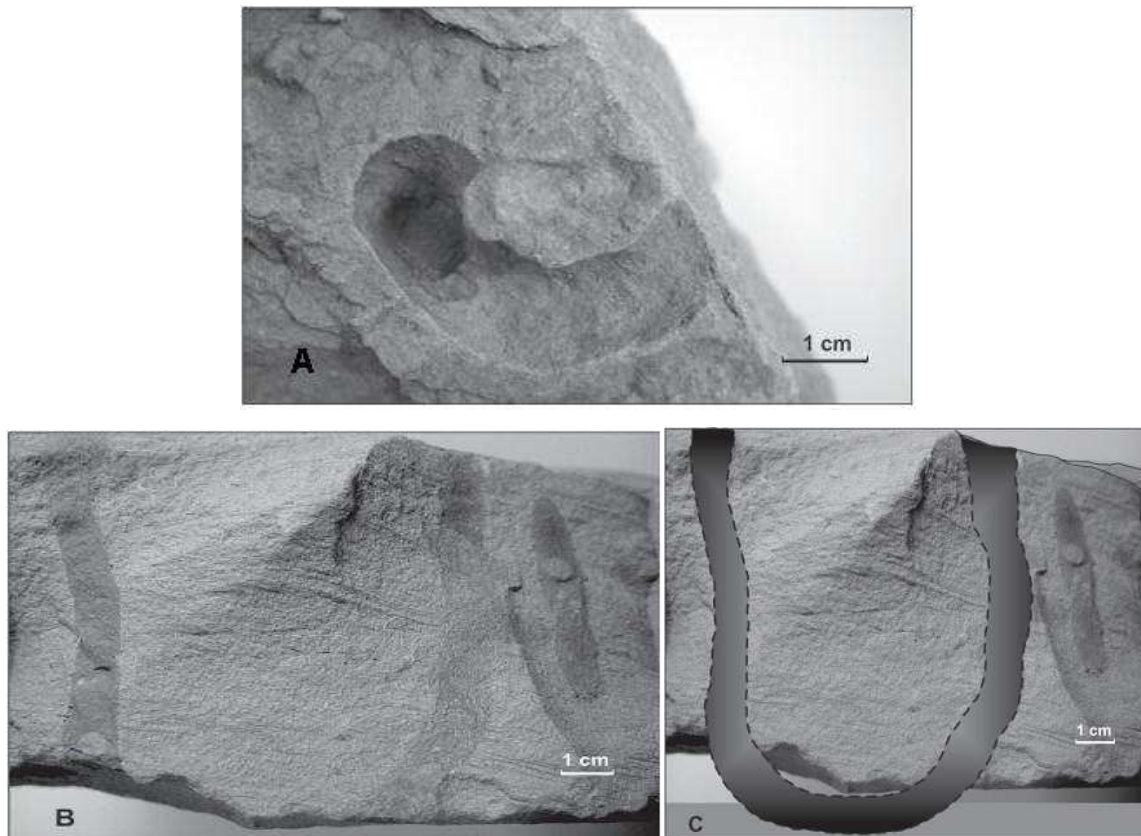


Figura 8.1 - *Macanopsis isp* (A), amostra UFRJ-DG 190 Ic, e *Arenicolites isp* (B), amostra UFRJ-DG 203 Ic. A – toca subcilíndrica sem preenchimento e extremidade circular; B – corte vertical através da seção onde se observam partes da toca que seria em formato de U; C – projeção do corte trasversal da toca (Fernandes & Carvalho, 2006).

O terceiro gênero identificado pelos autores é o *Palaeophycus Heberti*, que também deixa escavações em formato tubular e é representado por insetos e artrópodes. O quarto gênero seria *Taenidium Barretti* (figura 8.2), sendo este o mais comumente encontrado nos depósitos do período mesozóico no Brasil, segundo os autores. Este gênero é representado por larvas de insetos e artrópodes com exoesqueleto e são típicos de ambientes não marinhos. Os gêneros *Taenidium* e *Palaeophycus* refletem atividade terrestre através de locomoção ou alimentação no substrato (FERNANDES & CARVALHO, 2006). Os mesmos autores citam Genise *et al.* (2000),

que também identifica estes gêneros à ambientes deposicionais, em especial à planícies aluviais ou depósitos eólicos vegetados. Para Hembree & Hasiotis (2007), os icnofósseis de *Macanopsis* são importantes indicativos da existência de paleossolos de sistemas aluviais meandranes. Segundo Gilbert & Saéz (2009), em estudos em lagos da Bacia de Ebro, na Espanha, verificou-se que as manifestações de *Taenidium barretti* são encontradas em depósitos de zonas úmidas, geralmente as porções marginais de lagos. Krapovickas et al. (2009), em trabalhos na Formação Toro Negro na Argentina, identificaram icnofósseis de *Taenidium Barretti*, *Palaeophycus tubularis*, *Helminthopsis* entre outros e os relaciona a depósitos de areias desenvolvidos em ambiente fluvial anastomado sob clima semi-árido.

Kim & Pickerill (2003), em trabalho sobre icnofósseis não marinhos identificam *Planolites* e *Taenidium barretti* como colonizadores de ambientes de depósitos de canais fluviais e *Palaeophycus* como colonizadores de planícies aluviais. O mesmo é afirmado por Tegan (2008) a respeito de icnofósseis de *Taenidium e Palaeophycus* encontrados em terrenos calcários do Ordoviciano Superior.

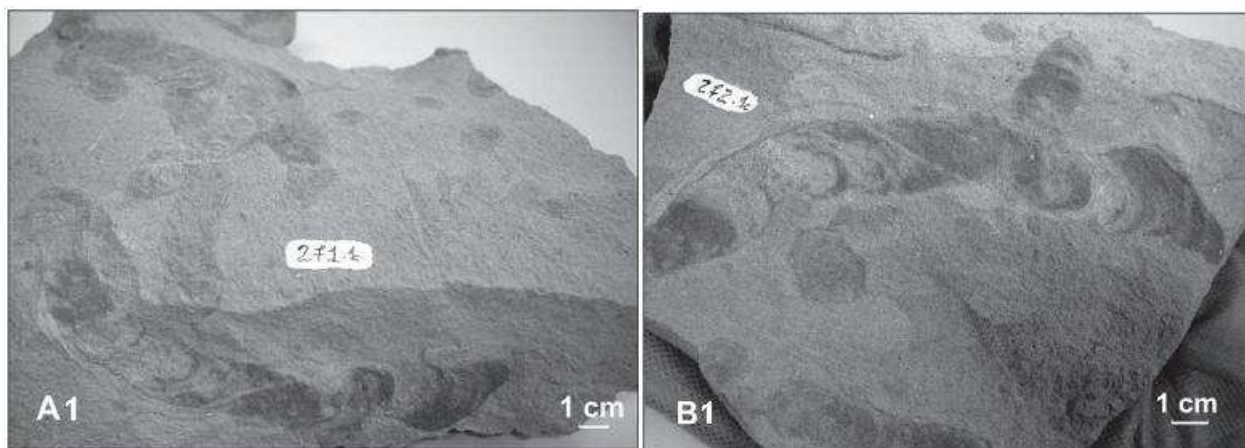


Figura 8.2 – *Taenidium barretti* (A1 - UFRJ DG-271 Ic e B1 - UFRJ-DG 272 Ic.), em ambos os casos são apresentadas as tocas sinuosas e cilíndricas, com meniscos fortemente curvados (Fernandes & Carvalho, 2006).

De modo geral, as icnofácies encontradas se caracterizam por serem tocas pequenas e horizontais, relacionadas à alimentação, bem como pegadas e tocas cilíndricas verticais (FERNANDES & CARVALHO, 2006). Estes autores, baseados em trabalhos publicados por Buatois & Mángano (1995), afirmam que o ambiente lacustre, permanentemente subaquoso, seria aquele onde se encontram os *Helminthopsis*, *Cochlichnus*, *Planolites*, *Lockeia* e *Gordia*.

Dal'Bó & Basilici (2010), em trabalhos nos depósitos da Formação Marília, encontraram *Planolites isp* e *Macanopsis*, o que, segundo dados apresentados por diversos autores, evidencia zonas mais úmidas dentro de um ambiente de clima semi-árido. Smith *et al.* (2008) também corroboram ao afirmarem que tocas de *Planolites isp* são encontradas em porções que apresentavam maior umidade no terreno e que estes são importantes indicadores paleoambientais.

9. CONCEITOS EM PALEOPEDOLOGIA

Os trabalhos que analisam solos atuais exigem análises pedológicas específicas de acordo com o objeto de estudo. Historicamente, motivado pelas necessidades populacionais e econômicas as ciências que tratam do solo privilegiaram os estudos das porções mais superficiais do solo, uma vez que para a agricultura são necessárias informações e conhecimento técnico mais detalhados dos perfis economicamente utilizáveis, ou seja, a porção superficial do solo.

Assim como os mais diversificados focos de estudo, as definições do que é solo também variam enormemente, especialmente pela diversidade de áreas da ciência que trabalham com este material.

Ladeira (2001) cita Queiroz Neto (1984) e Boulaine (1967), que definem solo como sendo *“a massa de elementos agregados, geralmente, friáveis, que se encontra na superfície da parte emersa da crosta terrestre, resultante das ações da atmosfera e da biosfera sobre a litosfera, durante um tempo determinado”*. Ladeira (2001) citando Ruellan *et al.* (1989), definem solo como sendo *“uma entidade natural com três dimensões espaciais de aspecto contínuo: corresponde a cobertura pedológica, parte superior da litosfera transformada pela presença e ações da atmosfera e biosfera”*.

Entretanto, o estudo de paleossolos cabe a uma ramificação da Pedologia, ramo este que se desvinculou das análises habituais de solos atuais no sentido de criar uma ciência de caráter independente, a paleopedologia.

Andreis (1981) afirma que a paleopedologia é uma ciência interligada à pedologia e que esta vem se firmando como uma ciência independente, principalmente pelo rápido desenvolvimento nas investigações paleopedológicas, estudos interdisciplinares e técnicas analíticas mais refinadas, que segundo o autor, se referem aos estudos sobre solos que se formaram em superfícies do relevo em períodos passados ou ainda, solos soterrados e/ou incorporados a seqüências sedimentares.

No caso brasileiro, ainda são escassas as pesquisas paleopedológicas, em grande medida devido à complexidade e necessária multidisciplinaridade, além dos altos custos associados a estes trabalhos, especialmente os trabalhos laboratoriais. Neste caso, os trabalhos abrangem, mais comumente, os paleossolos cenozóicos e no reconhecimento e caracterização de calcretes e silcretes (PIERINI & MIZUSAKI, 2007)

Assim como a definição de solo, a de paleossolo também enfrenta divergências tanto com relação àqueles autores que consideram desnecessária a presença de vegetação para a evolução dos paleossolos quanto à diversidade de profissionais que de alguma forma trabalham com este material. Para Andreis (1981), paleossolos são solos que tiveram seus processos de formação vinculados à superfícies de relevo de períodos históricos anteriores aos atuais e para Ladeira, 2001, citando Meyer (1987), paleossolos são solos cujas condições existentes em seu processo de gênese não são mais encontrados atualmente.

Diante de tantas possibilidades de interpretação, adotaremos, neste trabalho, a interpretação feita por Ladeira (2001), para quem paleossolo é um *“solo que por algum motivo teve seus processos genéticos interrompidos e outros processos sucederam, porém incompatíveis com a situação atual, capazes de deixá-lo preservado, mesmo em localizações restritas e residuais do relevo pretérito”*.

9.1. Implicações Genéticas e Ambientais de Paleossolos

Via de regra, os solos estão quase sempre em equilíbrio com o seu ambiente de formação e evolução e se modificam concomitantemente às modificações ambientais nas quais eles se inserem. Desta forma, quando algum dos fatores formadores do solo se altera, estas modificações serão suficientes para produzir feições distintas na evolução destes solos e estas poderão ser analisadas através do estudo das características pedológicas micro e megascópica. Alguns autores sugerem que os paleossolos levam um considerável período de tempo para se formar, assim como solos atuais, e como consequência, passam a representar episódios de estabilidade ambiental, onde predominam os processos pedogenéticos e diminuem os processos de sedimentação ou erosão e assim podem ser utilizados na subdivisão e correlação de seqüências sem registro fóssil e litologia monótona.

No entanto, Ladeira (2001), citando outros autores, afirma que a interpretação genético-ambiental dos perfis de paleossolos implica em certa complexidade de análise, apesar da possibilidade de terem se desenvolvido sob processos, ocasionalmente, similares àqueles vigentes atualmente. Este fato decorre da impossibilidade de se reconhecer os processos que agiram

posteriormente, a exemplo de alterações ocasionadas pela superposição de processos pedogenéticos sucessivos e/ou ação de processos diagenéticos

De acordo com Andreis (1981), a espessura de um solo é indicativo de condições apropriadas de evolução (drenagem, clima e tempo), no entanto, no caso dos paleossolos a espessura tem valor relativo, uma vez que a compactação e o acúmulo de agregados de materiais alóctones modifica sua configuração inicial. A superfície superior tem o caráter de paleosuperfície, ou seja, uma antiga topografia que pode ser concordante, ou transgressiva com relação à estratificação. Quanto à cor, o autor afirma que apesar da presença de estratos de coloração diferente ser um dos primeiros indicativos de paleossolos, este é um indicador pobre uma vez que a cor pode ser resultado de processos sedimentares desvinculados de seus processos formadores, além disso, devem ser analisadas conjuntamente com a drenagem e a oxidação.

Wright (1992) propôs algumas características, denominadas por ele de feições diagnósticas, que podem ser utilizadas na interpretação paleopedológica, haja vista a complexidade que envolve a análise de paleossolos. Estas características são aquelas associadas à iluviação, eluviação, gleização, marcas de raízes e estrutura, uma vez que estas se referem a processos anteriores ao soterramento deste solo e assim sendo, podem ser indicativos do ambiente de formação deste solo.

Para Retallack (2005), as feições diagnósticas de paleossolos são, marcas de raízes, horizontes de solo e estruturas pedogenéticas, havendo a necessidade de identificação de ao menos duas dessas feições para caracterização de um paleossolo. Tais feições são consideradas diagnósticas em razão de não poderem ser produzidas por processos diagenéticos. A pedalidade é uma propriedade bastante estável do solo, sendo assim, se torna uma evidência irrefutável no reconhecimento de paleossolos. De acordo com Andreis (1981), estruturas prismáticas ou em blocos são típicas da pedogênese e são encontradas em paleossolos datados do paleozóico.

Outras feições ou características comuns em solos, como nódulos e concreções, concentrações de acumulação de argila, carbonatos ou Fe, bioturbação, zonas de perda de bases, devem ser vistas com ressalva, uma vez que podem ser produzidas em diversos ambientes deposicionais ou processos diagenéticos posteriores.

De acordo com Ladeira (2010) as análises químicas, mineralógicas e isotópicas são comumente utilizadas na análise paleopedológica, porém, elas constituem informações

secundárias, uma vez que essas características, podem ter sido produzidas ou alteradas por processos posteriores ao soterramento do solo.

De modo geral, o reconhecimento e a determinação de um paleossolo pode ser feita a partir dos seguintes critérios:

<p>Critérios Macroscópicos de Campo</p>	<p>Critérios Pedológicos</p>	<p>Horizontes de Solo espessura limites cores extensão</p> <p>Estrutura do solo torrões (peds) cutículas (cutãs) nódulos cristais pedotúbulos</p> <p>Traços de Raízes padrão das raízes rizoconcreções marcas de raízes</p>	<p>Critérios Laboratoriais</p>	<p>Micromorfologia</p> <p>Propriedades texturais</p> <p>Composição mineralógica componentes inorgânicos componentes orgânicos</p> <p>Datação dos Paleossolos</p>
	<p>Critérios Paleontológicos</p>			

Figura 9.1 – Quadro sinótico dos critérios utilizados para o reconhecimento e descrição de paleossolos de acordo com critérios de Andreis (1981) (modificado de Pierini, 2006).

A espessura do solo desenvolvido varia de acordo com os ciclos deposicionais/erosionais. De acordo com Kraus (1999) e Wright (1992b), solos pouco espessos indicam ciclos curtos de deposição, enquanto perfis muito espessos e mais desenvolvidos indicariam grandes hiatus deposicionais, preservando assim grandes discordâncias. Os eventos de não deposição de curta duração estariam, ocasionalmente, relacionados a fatores locais e não provocariam grandes discordâncias, enquanto os episódios de longa duração estariam relacionados a fatores extrínsecos, como grandes flutuações do nível do mar, atividade tectônica e alterações climáticas regionais.

Segundo Ladeira (2010), os horizontes A raramente são encontrados em paleossolos, já que normalmente são erodidos antes de um novo evento de deposição. Por outro lado, os horizontes B e C são os mais facilmente identificáveis em sequências de paleossolos, podendo ser identificados e caracterizados pelas cores, pedalidade, concreções e diferentes feições pedogenéticas.

No caso da Bacia Bauru, praticamente todas as formações demonstram indicativos de atividade biológica e/ou de processos edáficos, a maioria deles encontrada na Formação Marília incluindo, principalmente, calcretes pedogenéticos. Caracterizam-se por apresentar horizontes de cimentação, nódulos e crostas carbonáticas. Apresentam feições tubulares cilíndricas, preenchidas ou não por material distinto do arcabouço adjacente, que em alguns casos foram classificadas como vestígios de raízes, principalmente àquelas relacionadas à ambientes aquosos (Formação Araçatuba, Presidente Prudente e São José do Rio Preto), outras classificadas como vestígios de animais escavadores (SUGUIO, 1973; FERNANDES, 1998).

Vestígios de raízes podem ser encontrados com frequência, entretanto, na Bacia Bauru, ocorre com maior intensidade as feições tubulares preenchidas por material distinto do adjacente, principalmente variações de argila, silte ou areia, ocasionalmente, limitados por películas de óxidos de ferro ou manganês, apresentando bifurcações, diminuição no diâmetro, sendo geralmente milimétrico (FERNANDES, 2010). O mesmo autor enfatiza que estes indícios estão relacionados à ambientes aquosos. Nos horizontes analisados neste trabalho, as bioturbações de plantas comprovam a manifestação de flora e fauna em tempos passados, uma vez que o material que preenche o vazio deixado pelas raízes não é o mesmo existente no horizonte no qual são encontradas.

Klappa (1980) classifica estas feições como moldes (vazios tubulares que marcam a posição de raízes deterioradas) e contra-moldes (feições cilíndricas de preenchimento de moldes por sedimentos e/ou cimento), que seriam conhecidos genericamente como *rizólitos* ou rizoconcreções. De acordo com o mesmo autor, rizoconcreções são acumulações pedogenéticas de minerais ao redor de raízes. Essa acumulação é, geralmente, acompanhada de cimentação, que pode ocorrer durante o ciclo de vida ou após a morte da planta. A formação de rizoconcreções envolve a dissolução de minerais da rizosfera e sua reprecipitação, de parte ou do todo anteriormente dissolvido, ao redor da raiz e/ou a introdução de soluções ricas em CaCO_3 . No caso de raízes mortas, estas em decomposição liberam CO_2 que se combina com a água disponível no solo, formando H_2CO_3 . Este processo dissolve a calcita e produzem soluções de carbonato de cálcio, que percola e se reprecipita em poros adjacentes.

Rizólitos se mostram em muitas orientações, podendo se apresentar em formato vertical, linhas isoladas ou ramificações, enquanto que os sistemas de tocas são linhas horizontais,

verticais ou inclinadas, portanto, assumem importante papel na análise paleogeográfica como indicativo de gêneros de fauna e flora que possam ter colonizado dada região (KLAPPA, 1980).

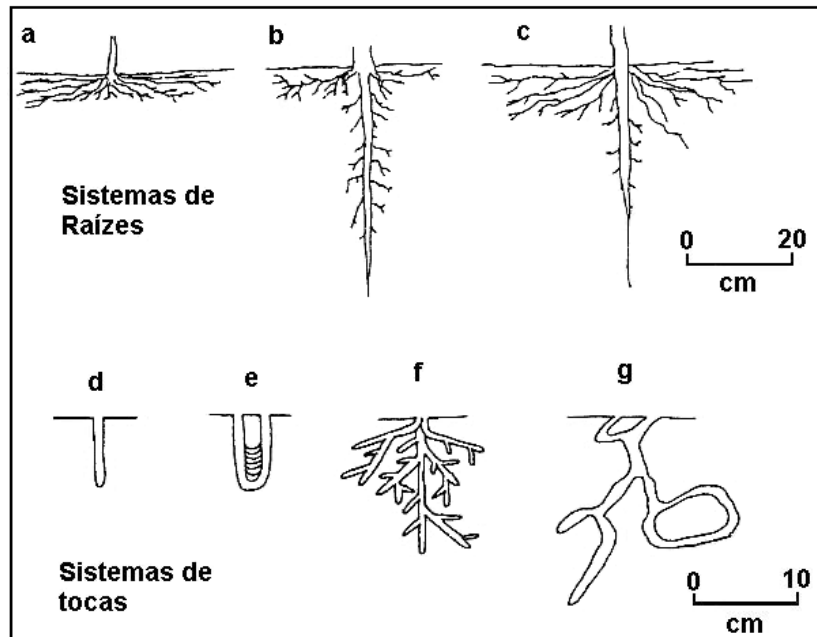


Figura 9.2 – Esquema representativo para diferenciação de raízes e tocas. a) raízes laterais; b) raízes perpendiculares; c) raízes mais desenvolvidas com crescimento perpendicular e lateral; d) tocas de *Skolithos* (vermes tipicamente marinhos do Cambriano); e) tubos em formato de U, típicos de *Arenicoletis isp*; f) sistema de tocas típico de *Zoophycos* (vermes típicos de mares profundos); g) tocas do gênero *Ophiomorpha* (retirado de Klappa, 1980).

Prioritariamente, os moldes de raízes são encontrados em litofácies de granulação mais fina, geralmente associadas à ambientes de deposição de baixa energia e/ou de maior umidade (pântanos, lagoas ou planícies de inundação) (KRAUS & HASIOTIS, 2006). Estas se caracterizam por apresentar feição tubular, em geral vertical, vazias ou semi-preenchidas, ocasionalmente bifurcadas, espessura milimétrica, comprimento centimétrico, podendo ser revestidas por películas argilo-ferruginosas, óxidos de manganês ou calcita cristalina. Os contra-moldes se caracterizam pelo preenchimento de vazios tubulares ou pela precipitação de carbonato no entorno de raízes, o que indica o seu desenvolvimento em substratos planos, em sedimentos de alta permeabilidade e com disponibilidade de íons de cálcio, a exemplo de superfícies clima semi-árido (FERNANDES, 1998).

Para Fernandes (2010), a existência de estruturas de rizólitos é um indicativo de condições paleoambientais propícias ao desenvolvimento de horizontes edáficos, indicando baixa taxa de sedimentação. Ao redor destas raízes são comumente encontrados carbonatos precipitados. Estes se originam a partir da retirada da água pelas raízes, aumentando a saturação e favorecendo a precipitação do CaCO_3 . Klappa (1980) afirma que estas estruturas se desenvolvem mais

facilmente, em clima semi-árido, em substratos planos, em sedimentos de alta permeabilidade e com disponibilidade de ions cálcio, ambiente este idêntico ao encontrado na Formação Marília. Seriam, também, bons indicadores de precipitação de calcita em zona vadosa (KHALAF, 2007).

9.2. Paleossolos da Formação Marília

Especialmente na Formação Marília, ocorrem nódulos carbonáticos, em geral acumulados no topo ou acima de crostas carbonáticas, eventualmente, estão associados a superfícies de baixa inclinação. Apesar de não terem sido encontrados depósitos de evaporitos, é comum encontrarem-se condições evaporíticas, sendo os mais importantes as crostas carbonáticas (calcretes pedogenéticos) que se desenvolvem principalmente em partes distais de leques aluviais, lagoas efêmeras criadas por represamento entre lobos coalescentes de leques aluviais marginais, e moldes salinos de gipso (KHADKIKAR *et al.*, 1998).

Para Ladeira (2001), citando diversos autores, o estudo de paleossolos em leques aluviais de áreas áridas pode fornecer importante subsídio sobre a influência tectônica, climática e deposicional, uma vez que a deposição em leques aluviais não é uniforme, afetando assim a distribuição e natureza do desenvolvimento dos solos. O mesmo autor defende que nestes ambientes sedimentares de alta energia o solo poderá se desenvolver apenas nas porções onde houver interrupção nos processos de sedimentação, motivada por uma alteração climática ou pela mudança da área de deposição/erosão para outra porção do leque.

De acordo com Fernandes (2010), o processo de formação dos paleossolos da Formação Marília nas margens da bacia está relacionado a processos pedogenéticos de ambientes vadosos e paludais, com formação de perfis pouco evoluídos, indicando rápido aporte de sedimentos através de depósitos de leques aluviais e canais efêmeros. Nestas condições, somente há formação de paleossolos em intervalos curtos entre novos aportes sedimentares. Nas porções interiores teriam atuados processos vadosos, caracterizados por planícies de inundação e terraços mais prolongados, que dão origem a paleossolos menos maduros. Nesta situação, o maior período entre processos de sedimentação deu origem a horizontes calcificados. De acordo com Goldberg & Garcia (2000), na região de Echaporã houve uma extensa formação de paleossolos ao longo de planícies aluviais, onde lagos ou pântanos eram formados quando da formação de rios e córregos nos períodos mais úmidos.

Existem porções da Formação Marília onde os platôs estreitos e alongados são sustentados por paleossolos calcificados (figura 9.3), ou arenitos petrocálcicos, cuja existência pode ser explicada pela inversão de relevo (FERNANDES, 2010).

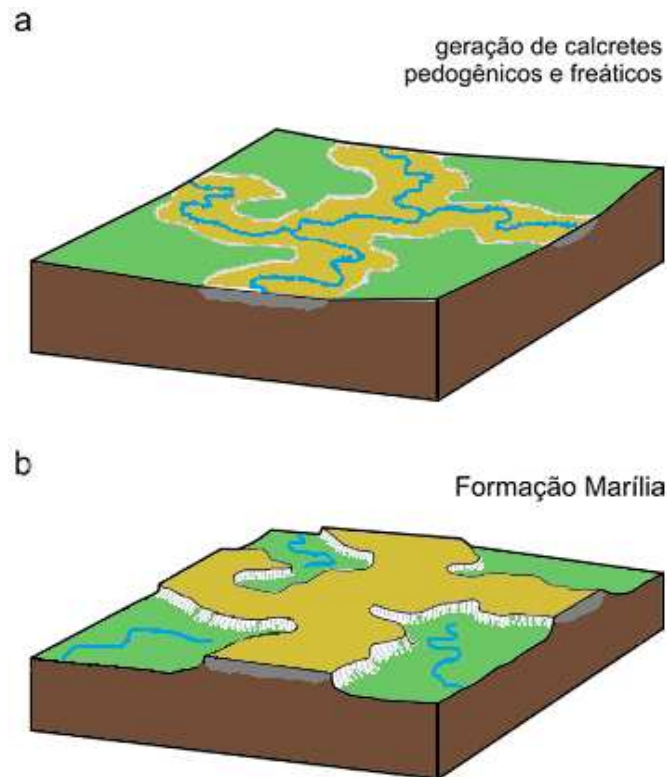


Figura 9.3 – Modelo de configuração de inversão de relevo associado aos calcários da Formação Marília. A - formação de calcretes pedogênicos e freáticos nas porções mais rebaixadas e úmidas do terreno; B – Porções mais altas, resultantes de erosão diferencial de parcelas carbonatadas (retidado de Fernandes, 2010).

Esta configuração tem origem freática, uma vez que em ambientes semi-áridos e áridos, a deposição de carbonato ocorre associada às linhas de canais e planícies de inundação. Sendo assim, em especial na região do Membro Echaporã, os paleossolos endurecidos refletem um paleoambiente aquoso, com fluxos de água rumando para oeste, onde estaria o interior da bacia, que deram origem a solos enriquecidos por carbonato que, após processos de erosão diferencial, se tornaram as porções mais elevadas do terreno.

Para Goldberg & Garcia (2000), houve a formação de lagos efêmeros ao redor da bacia, os quais possibilitaram a formação de paleossolos carbonáticos nas margens de tais lagos ou de pequenas planícies aluviais, que viriam dar origem aos paleossolos do Membro Ponte Alta. Posteriormente haveria períodos mais úmidos, onde o carbonato de cálcio seria erodido e carregado pelas correntes de água para o interior da bacia, dando origem à Vertissolos cálcicos.

Arakel (1986) correlaciona as condições climáticas atuais de porções interiores da Austrália como sendo idênticas às que vigoravam no final do Cretáceo durante a sedimentação Marília. Estas áreas apresentam pluviosidade entre 150 e 280 mm anuais e potencial de evapotranspiração entre 3300 e 4200 mm anuais. Nestas áreas ocorre desenvolvimento de calcretes semelhantes aos encontrados no Cretáceo, daí a correlação entre as áreas.

Nestes ambientes áridos, os paleossolos dominantes são aridissolos, sendo que o revestimento de palygorskita e/ou sepiolita, pseudomorfos de gipso, pluviosidade insuficiente para lixiviar sais solúveis, a presença de horizontes calcários rasos justificariam a predominância de aridissolos (FERNANDES, 2010).

10. RESULTADOS OBTIDOS

10.1. Macromorfologia de Paleossolos da Formação Marília

O perfil de paleossolos analisado neste trabalho localiza-se em afloramento às margens da SP-294 Rod. Cmte João Ribeiro de Barros, distante aproximadamente 10 km do centro da cidade de Duartina/SP.

O afloramento é representado por aproximadamente 17 metros de espessura de material sedimentar, que se distribui em cinco perfis que congregam 24 horizontes de paleossolos, cujas descrições macro (tabela 9.1) e micromorfológicas (tabela 9.2) encontram-se nos anexos 1 e 2, respectivamente, deste trabalho. Na figura 10.1 estão representados esquematicamente os perfis e os horizontes descritos no afloramento utilizado neste trabalho.

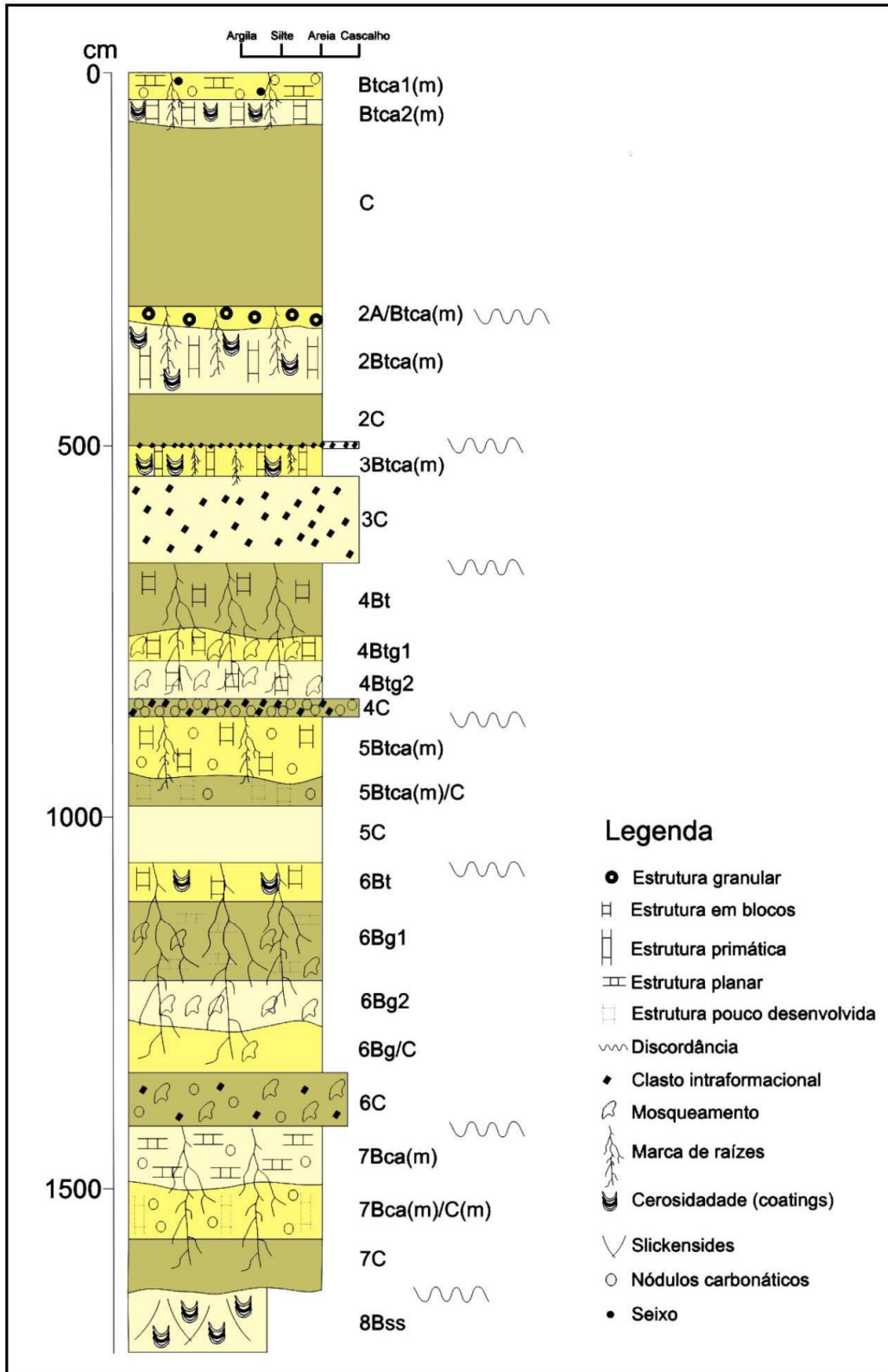


Figura 10.1 – Perfil esquematizado de paleossolos do afloramento utilizado neste trabalho.

Tabela de características macromorfológicas verificadas em campo									
Horizonte	DP1H1 (34cm)	DP1H2 (74cm)	DP1H3 (316cm)	DP1H4 (342cm)	DP1H5 (431cm)	DP2H1 (503cm)	DP2H2 (531cm)		
Classificação	Btca	Btca	C	A/Btca	Btca	C	Btca		
Estrutura	Planar	Blocos Angulosos	Maciça	Blocos Angulosos	Prismática	Maciça	Prismática		
Textura	Areia Fina	Areia fina/média	Areia Fina	Areia fina	Areia fina/média	Areia fina/Média	Areia fina		
Cor	5YR 7/4	5YR 6/8; 4/6 e 2,5YR 6/8	2,5 YR 7/6 e 2,5 YR 8/1	2,5YR 7/4 e 10YR 8/1	2,5YR 6,5/4 e 10YR 8/1	7,5YR 7/4 e 10R 6/4	10R 6/6 e 10R 8/1		
Bioturbações	Raras, com CaCO3 nas bordas	Raizes nítidas e rizoconcreções	Discretas no topo	Bem definidas	Raizes preenchidas e rizoconcreções	Ausentes	Raizes nítidas		
Cerosidade	Ausente	Coatins de argila	Ausente	Ausentes	Ausentes	Ausentes	Coatins de argila		
Cimentação	CaCO3	CaCO3	CaCO3	CaCO3	CaCO3	CaCO3	CaCO3		
Nódulos	CaCO3 e Argila	Ausentes	Ausentes	Ausentes	Ausentes	Clastos de argila	Ausentes		

Horizonte	DP2H3 (660cm)	DP3H1 (742cm)	DP3H2 (791cm)	DP3H3 (845cm)	DP3H4 (864cm)	DP3H5 (956cm)	DP3H6 (986cm)		
Classificação	C	Bt	Btg	Btg	C	Btca	Btca/C		
Estrutura	Maciça	Blocos Angulosos	Blocos Angulosos	Blocos Angulosos	Maciço	Blocos Angulosos	Blocos discretos		
Textura	Areia fina/média	Areia fina	Areia fina	Areia fina/média	Areia fina/média	Areia fina	Areia fina		
Cor	10R 7/6	10R 7/6 e 7,5YR 8/2	7,5R 4/8; 7,5YR 8/1; 2,5 YR 8/2 e 10R 5/8	10R 4/8, 5/8, 7/8 e 10YR 8/1	10R 7/8 e 5YR 7/1	10R 6/8 e 10YR 8/1	10R 5/6 e 10R 5/8		
Bioturbações	Ausentes	Raizes preenchidas por calcita	Raizes e tubos preenchidos e rizoconcreções	Abundantes sinais de raizes e tocas	Rizoconcreções	Abundantes e Rizoconcreções	Poucas e discretas		
Cerosidade	Ausentes	Ausentes	Abundantes	Ausente	Ausente	Ausente	Ausente		
Cimentação	CaCO3 Fraca	CaCO3 Fraca	Muito duro mas sem reação ao HCl	Muito duro mas pouco reativo ao HCl	Pouco reativa ao HCl	CaCO3	CaCO3 Fraca		
Nódulos	Clastos de argila	Ausentes	Ausentes	Raros de CaCO3	Abundantes	Abundantes	Poucos		

Tabela 10.1 - Análise macromorfológica sintetizada de paleossolos da Formação Marília.

Tabela de características macromorfológicas verificadas em campo							
Horizonte	DP3H7 (1.062cm)	DP4H1 (1.115cm)	DP4H2 (1.221cm)	DP4H3 (1.289cm)	DP4H4 (1.347cm)	DP4H5 (1.415cm)	DP5H1 (1.506cm)
Classificação	C	Bt	Big	Big2	Big/C	C	Bca
Estrutura	Maciço	Blocos Angulosos	Blocos/ Laminar	Blocos Angulosos	Blocos discretos	Maciça	Granular
Textura	Areia grossa/média	Areia fina/média	Areia fina/média	Areia fina/média	Areia fina/média	Areia fina/média	Areia fina/média
Cor	10R 7/6 e 10R 8/1	10YR 8/2; 10R 5/8 e 10R 6/2	10R 5/8 e 10R 8/2	10YR 8/2 e 10 R 4/8; 5/8	10R 5/8 E 10R 6/4	10R 5/6 e 5YR 7/2	10R 6/3 e 10R 8/1
Bioturbações	Ausentes	Poucas	Abundantes e preenchidas por CaCO3	Raizes e tubos preenchidos por material 10R 4/6	Abundantes mas menos que o anterior	Ausentes	Poucas e discretas
Cerosidade	Ausente	Coatins de argila	Ausente	Ausente	Ausente	Ausente	Ausente
Cimentação	CaCO3 Fraca	CaCO3 Fraca	CaCO3	Ausente	Ca CO3 Fraca e pontual	CaCO3 Fraca e pontual	CaCO3 muito duro
Nódulos	Clastos de argila	Ausentes	Ausentes	Ausentes	Ausentes	CaCO3 transportados	CaCO3

Horizonte	DP5H2 (1.567cm)	DP5H3 (1.638cm)	DP5H4 (1.719cm)
Classificação	Bca/C	C	Bss
Estrutura	Blocos Prismáticos e Angulares	Maciça	Muckara definida por planos de slickensides
Textura	Areia média/fina	Areia média	Areia fina/média e argila
Cor	10R 7/4	10R 7/3	10R 4/6 e 10R 8/1
Bioturbações	Poucas	Raras	Bioturbações não são claras
Cerosidade	Ausente	Ausente	Slickensides
Cimentação	CaCO3 e muito duro	CaCO3	Ausentes
Nódulos	Fartos e grandes	Ausentes	Ausentes

Tabela 10.1 - Análise macromorfológica sintetizada de paleossolos da Formação Marília.

O primeiro perfil analisado encontra-se no topo do afloramento a aproximadamente 10 metros acima no nível da rodovia e é composto por 5 horizontes. Por consequência da maior exposição, os horizontes superiores, em especial o primeiro horizonte, encontra-se sob maior interferência do intemperismo, fato este comprovado pela presença de marcas de percolação e presença de vegetação rasteira, que conferem um típico aspecto de alteração atual.

O primeiro horizonte analisado (figura 9.2 – A1) apresenta-se com estrutura planar que se quebra em blocos angulosos. Além disso, a textura é formada por areia média, havendo uma diminuição da granulometria em direção ao segundo horizonte, que é majoritariamente composto por areia fina. Vale salientar que neste primeiro horizonte foram encontrados seixos esparsos de 2 a 3 cm formados por quartzo e quartzito, sendo ausentes nos demais horizontes.

Neste primeiro perfil há presença de cimentação carbonática em todos os horizontes com variações na intensidade da cimentação. Quanto aos nódulos carbonáticos, estes só foram encontrados no horizonte 1 (Figura 9.5) . Verificou-se a existência de cristalárias de carbonato de cálcio no horizonte 3.

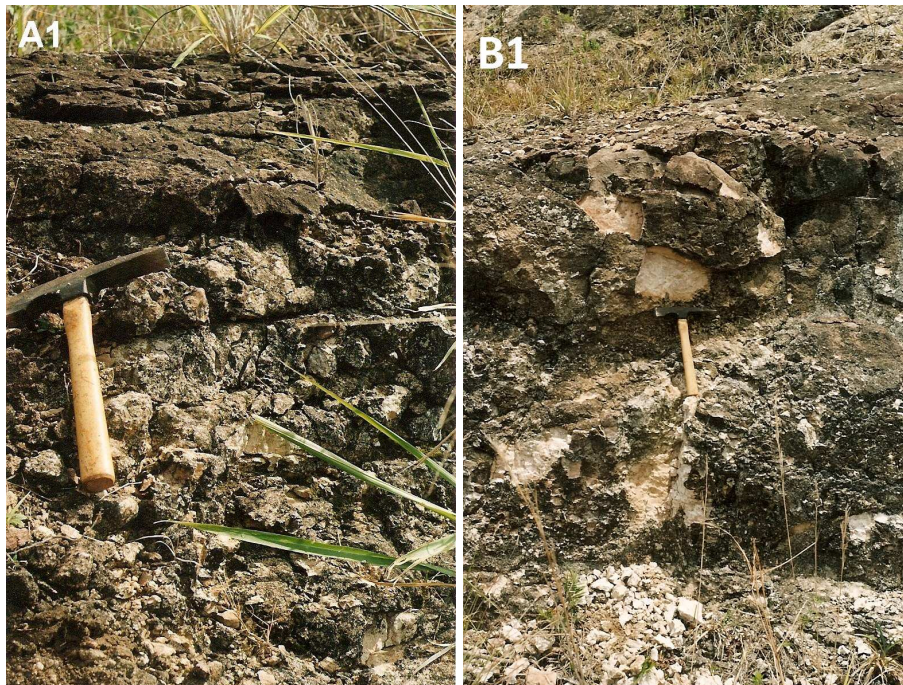


Figura 10.2 – A1: estrutura planar no topo do afloramento, que corresponde ao primeiro horizonte analisado e estrutura em blocos no segundo horizonte; B1: horizontes 4 e 5, classificados como A/Btca e Btca, ambos bastante endurecidos e porções superficiais alteradas por intemperismo atual.

As bioturbações também estão presentes em todos os horizontes analisados neste perfil, sendo elas oriundas de raízes, variando de 4 a 10 mm de espessura. Em todos os horizontes foram

encontradas bioturbações preenchidas por CaCO_3 , ou por material esbranquiçado, pouco reativo ao HCl, porém endurecido.

O segundo perfil é formado por 3 horizontes, sendo o primeiro deles o horizonte C da seqüência superior, sendo este um horizonte com ausência de estrutura definida, cerosidade, porosidade e nódulos, sendo encontrado somente um cimentante. Nos demais horizontes, verifica-se predominância de areia fina, cores mais avermelhadas, clastos de argila, sendo que no horizonte 3, os clastos formam níveis horizontalizados. No horizonte 2 (Btca) encontram-se marcas de bioturbações bem definidas e cerosidade do tipo coatings.



Figura 10.3 – Vista geral do perfil 2, composto por 3 horizontes de solos com estrutura basicamente maciça de horizontes C.

No terceiro perfil foram analisados 7 horizontes de paleossolos que se encontravam imediatamente às margens da rodovia, sendo eles de pequena profundidade. Exceto o horizonte 7, onde predomina areia grossa e clastos de argila, todos os demais são majoritariamente compostos por areia fina. Nos horizontes 1, 2, 3 e 5, as estruturas são de blocos angulares, nos demais não foi verificada estrutura por se tratarem de horizontes C. Exceto o ultimo horizonte, todos os demais apresentam porosidade composta por bioturbações que ocasionalmente se apresentam preenchidas por material avermelhado ou cimentação carbonática intensa.



Figura 10.4 – Perfil 3 composto por 7 horizontes de solos, todos muitos pouco profundos, porém apresentam diferenças de marcantes de estrutura, bioturbações e mineralogia.

O perfil 4 foi analisado a 20,8 m de distancia horizontal da base do perfil 3, isso se deve à construção da rodovia que impossibilitaria a escavação e análise da continuação do perfil anterior. Em todos os horizontes predomina areia fina e a estrutura é pouco desenvolvida, variando entre blocos angulares e laminares. Nos horizontes 1, 2 e 3, as bioturbações são constantes e em alguns casos se apresentam preenchidas por material carbonático e manchas negras de manganês, em especial no horizonte 1. A cimentação carbonática está presente em pequena quantidade exceto no horizonte 5 onde é ausente. Os nódulos também ocorrem em pequena quantidade em todos os horizontes.

As bioturbações se mostram de forma tubular e preenchidas. Em alguns casos o preenchimento se dá por material arenoso de horizonte superior ou mesmo do próprio horizonte. Ocasionalmente, ocorre a presença de preenchimento por calcita esparítica, como verificado noo perfil 4 horizonte Big1, e deposição de manganês. É comum o preenchimento de bioturbações por material de coloração branca, que ora é fortemente reagente ao HCl, ora se mostra praticamente inativo ao ataque do ácido. Em geral, o diâmetro das bioturbações varia entre 4 mm e 2,5 cm.



Figura 10.5 – Imagem do 4º perfil mascado por solos com mosqueamento bastante pronunciado e rico em bioturbações (crotovinas e rizoconreções). Parte dos horizontes está no pavimento acima da linha de aplainamento antropico.

O último perfil (figura 9.9 – A) analisado encontra-se deslocado, horizontalmente, 92 m do perfil 4. Esse deslocamento foi necessário, pois o depósito aflorante foi encoberto por material depositado no momento da construção da rodovia.

No perfil em questão, o primeiro horizonte se caracteriza por apresentar textura de areia fina e estrutura em blocos que ora se apresenta com aspecto planar ora granular. A cimentação carbonática é intensa, o que torna o material extremamente endurecido onde aparecem nódulos carbonáticos de até 25 mm. Os sinais de bioturbação são raros.

No horizonte 2 a estrutura é de grandes blocos prismáticos que alcançam 27 cm, raros sinais de bioturbação, forte cimentação carbonática e nódulos de grande porte, chegando a 40 cm de comprimento (figura 9.9 – B; C). O horizonte 3 seria um horizonte C, onde o desenvolvimento de estrutura e demais características é reduzido.



Figura 10.6 – A: vista geral do afloramento na porção do perfil 5 com o horizonte petrocálcico no topo e logo abaixo um segundo perfil enriquecido Por carbonato de cálcio. B: Nódulo de carbonato de cálcio do horizonte DP5H2, onde alguns chegam a 40 cm. C: nódulo carbonático do horizonte 5H2, com aproximadamente 10 cm, totalmente envolto por material fortemente carbonatado

No entanto, o último horizonte se refere a um Vertissolo (figura 9.10 – A) de coloração bastante avermelhada que se caracteriza pela ausência de nódulos e as bioturbações são pouco evidentes. No entanto, são claros e abundantes os planos de slickensides (Figura 9.10 – B, C). Além disso, na superfície de contato superior há aparentemente relevo *gilgai*.



Figura 10.7 – A: Perfil 5 com vertissolo na base no afloramento; B e C: planos de slickensides resultantes do movimento expansivo das argilas.

De modo geral, a coloração do material varia entre tonalidades que vão do amarelo claro (10YR 8/2) ao vermelho (10R 4/6 ou 10R 7/3). Com frequência aparecem horizontes com cores

variegadas e mosqueamentos, o que poderiam estar indicando maiores concentrações de água ou variações de lençol freático regional.

As estruturas encontradas variaram entre planares, prismáticas e em blocos. De modo geral, a estrutura em blocos é a mais comumente encontrada e se verifica sua ocorrência em horizontes Btca e Big.

A porosidade verificada em campo tem origem, prioritariamente, em bioturbações que são fartamente encontradas. Estas apresentam-se em maior quantidade nos horizontes Btca e Big superiores, sendo nos horizontes C praticamente ausentes. Encontra-se, com relativa frequência, bioturbações que avançam para outros horizontes abaixo, evidenciando possíveis momentos de maior estabilidade deposicional e climática.

As bioturbações se mostram de forma tubular e preenchidas, na maior parte dos casos. Em alguns horizontes, o preenchimento se dá por material arenoso de horizonte superior ou mesmo do próprio horizonte. Ocasionalmente, ocorre a presença de preenchimento por calcita esparítica, como no perfil 4 horizonte Big1, o que indicaria precipitação em zona freática, e deposição de manganês. É comum o preenchimento de bioturbações por material de coloração branca, que ora é fortemente reagente ao HCl, ora se mostra praticamente inativo ao ataque do ácido. Em geral, o diâmetro das bioturbações varia entre 4 mm e 2,5 cm.

10.2. Micromorfologia de Paleossolos da Formação Marília

De acordo com Silva & Corrêa (2009), a análise micromorfológica é de extrema importância no estudo de paleossolo, uma vez que possibilita verificar os processos pedogenéticos existentes, bem como mineralogia e aspectos de geomorfologia.

A análise micromorfológica foi realizada em todos os horizontes coletados e seguiram todas as terminologias adotadas por Brewer (1964) e Bullock *et al.* (1985), sintetizados nas obras de Castro *et al.* (2003) e Castro (2008).

De modo geral, os horizontes analisados são basicamente compostos por material quartzoso, que compõe a base matricial do esqueleto. Além do quartzo, os materiais mais comumente encontrados são feldspatos (figura 9.11, B), muscovitas, biotitas e horniblendas.

O material se apresenta pobremente selecionado (figura 9.11, A;B), variando preferencialmente, entre areia média e fina, que correspondem a uma média de 52% da área das amostras. Apesar de ser encontrada na análise macromorfológica, na microscópica a areia grossa só aparece na amostra DP3H7, onde representa 15% do esqueleto.

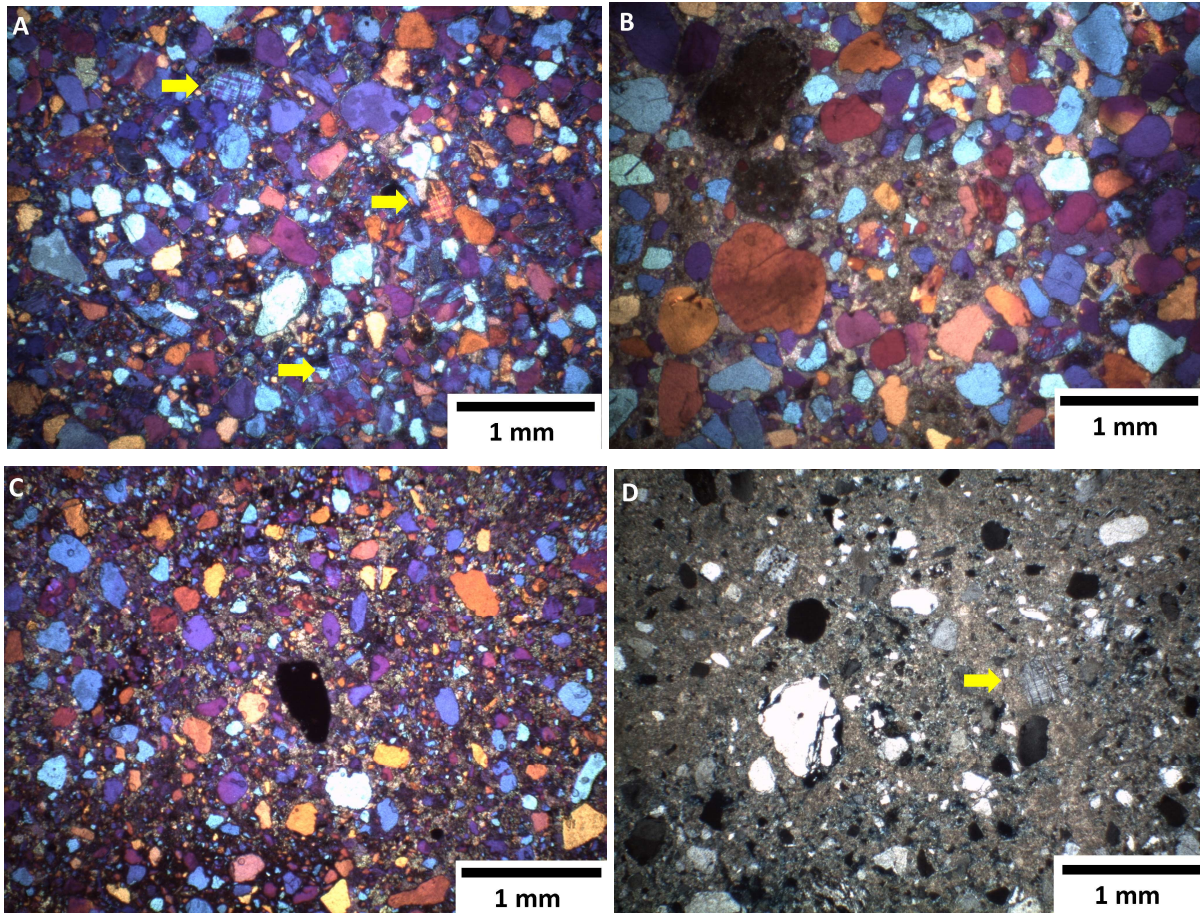


Figura 10.8 – A: Amostra 1H1 com esqueleto pobremente selecionado e grãos de feldspato em destaque; B: Amostra 3H7 com esqueleto pobremente selecionado inserido em forte cimentação por CaCO_3 ; C: 5H2 com esqueleto pobremente selecionado envolto em massa de CaCO_3 com nódulo de argila ao centro da imagem; D: amostra 1H4 com material pobremente selecionado envoltos por forte cimentação carbonática, microclínio em destaque.

As características morfológicas do esqueleto são prioritariamente do tipo idiomorfo, onde o mineral é delimitado pelas faces cristalinas. Já as características morfoscópicas caracterizam o material arenoso como polido, cuja característica lhe associa, prioritariamente, ao transporte por corrente fluvial.

Os grãos se apresentam preferencialmente com formato de blocos ou poliedros, com grau de arredondamento variando entre subarredondado e subangular, havendo algumas exceções de grãos angulares ou arredondados. O esqueleto possui organização funcional com o plasma,

preferencialmente, do tipo junção por associação, onde aparecem pontes e películas de plasma, caracterizando a maior parte das amostras com trama Gefúrica (presente em 46% das amostras) ou Quitônica (presente em 66% amostras). A organização funcional do tipo junção por cimentação com trama Porfúrica só aparece nos horizontes mais carbonatados, o que corresponderia a aproximadamente 20% das amostras. E por fim, a organização por disjunção do tipo empilhamento, caracterizando a trama do tipo Mônica, é encontrada em porções de 2 amostra e, somente, no horizonte DP4H5 ela passa a ser característica de toda a amostra.

O plasma ocupa 30% das amostras, em média, sendo os extremos de 5% (amostras DP1H3, DP2H1, DP4H3) e 75% (amostra DP1H4). É formado por argila e calcita microcristalina, prevalecendo a calcita. O plasma argiloso possui coloração avermelhada (10YR 4/4, 4/5 e 5/4). A estrutura plásmica predominante é do tipo argilassépica

Os poros são formados por micro, meso e macroporos, que ocupam uma valor médio de 13%, sendo os extremos de 5 e 50% em área das lâminas. De acordo com a classificação morfológica, são poros intergranulares (ou de empilhamento), cavidades, canais e planares (caracterizadas pelas fissuras de contração do horizonte DP5H4). Os poros são principalmente da classe dos pedoporos, porém, são encontrados bioporos, que nas lâminas não são muito notáveis, contrariamente ao que se verifica na análise macromorfológica. De acordo com a classe de alisamento, os poros são majoritariamente classificados como ortoporos, já que se tratam do arranjo estatístico do esqueleto e do plasma. Os metaporos se referem somente às bioturbações e fissuras em paleovertebrissolo.

Os cutãs existentes (Figura 9.12) são discretos cutãs de grãos, havendo as variantes de capeamento, pendentes e de ligação. A composição do material é, aparentemente, de argila (Ferri-argilãs) e de carbonato de cálcio (calcãs), provavelmente formados a partir de iluviação de material em solução.

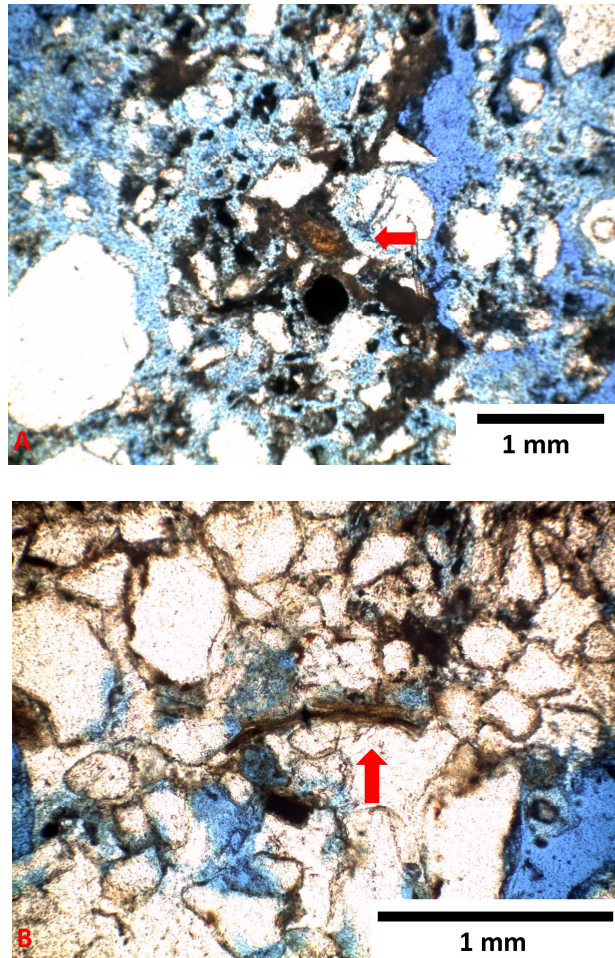


Figura 10.9 - A: amostra 1H5 onde aparece cutãs de argila do tipo pendente; B: Amostra 5H3 com cutãs do tipo ligação. Todos os cutãs encontrados aparentemente são Ferri-argilãs e Calcãs, porém todos são muito discretos.

Os nódulos são resultado do acúmulo de carbonato de cálcio e argila (figura 10.10) e sua existência e concentração são bastante variáveis entre os horizontes, no entanto, nos horizontes C a frequência é menor. Quanto ao tamanho, os nódulos variam de 100 μm a 1,5 cm na lâmina. De acordo com a classificação de Brewer (1964), os nódulos encontrados possuem formas do tipo amigdaloidal, convoluta, reniforme, esférica e irregular. São encontrados nódulos típicos (formados somente por argila ou carbonato de cálcio), nódulos envolvendo grãos do esqueleto e nódulos de argila envolvendo grãos formados por calcita. É comum a existência de nódulos em processo avançado de fragmentação, que passam a fornecer material argiloso para o plasma da amostra. Além de nódulos de argila e calcita, existem inúmeros pequenos nódulos de magnetita distribuídos pelas lâminas. Aparentemente, não existe relação destes nódulos com alguma natureza dos horizontes. Em relativa quantidade de nódulos, especialmente os carbonáticos, o material matricial é idêntico àquele encontrado no esqueleto dos horizontes.

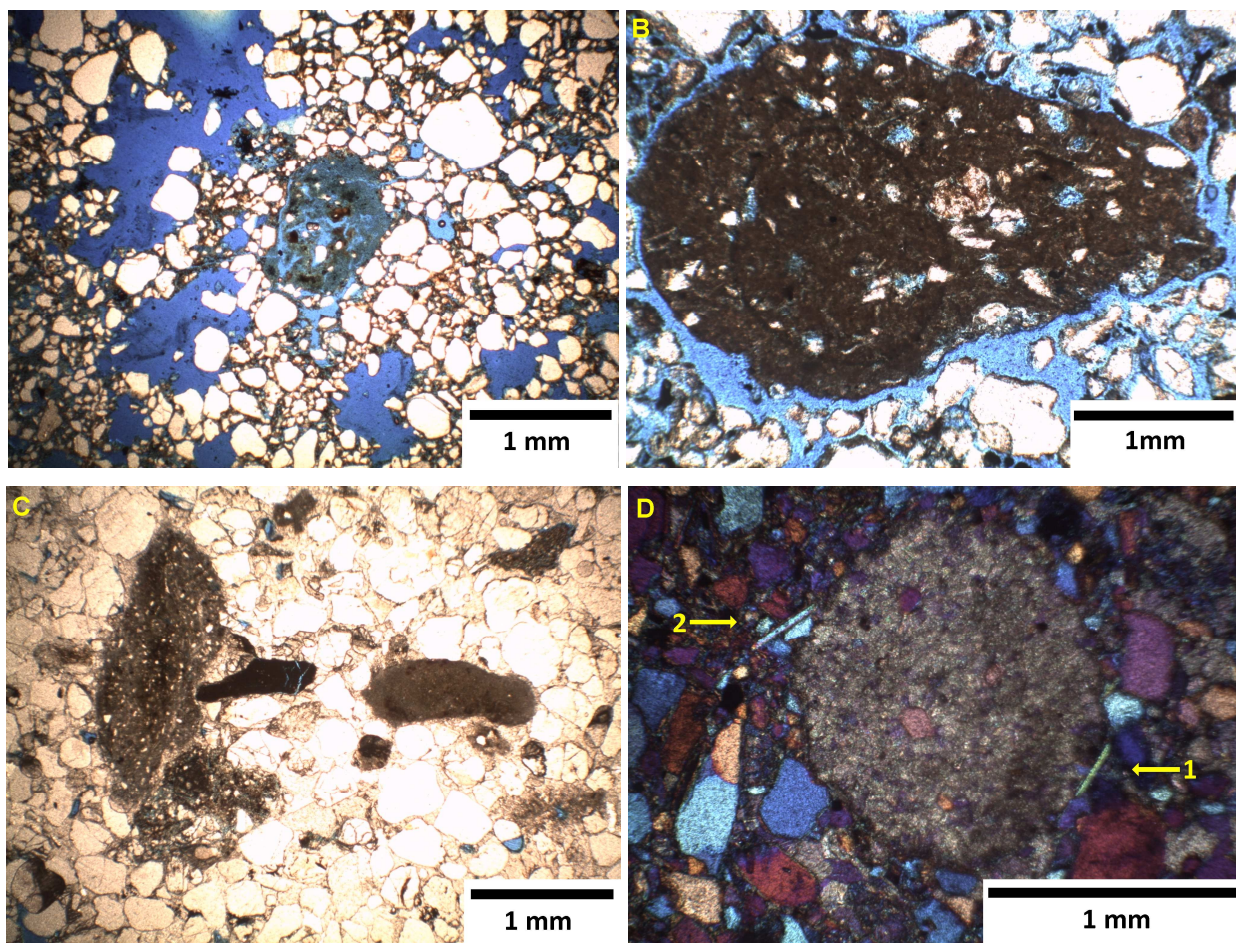


Figura 10.10 – A: nódulo de argila se desfazendo (amostra 4H5); B: nódulo de argila com fabrica interna composta por grãos de quartzo, grande parte deles é análoga ao esqueleto da matriz (amostra 2H1); C: dois nódulos de carbonato de cálcio sendo o maior formado por pequenos grãos de calcita no interior e no meio nódulo um de argila fraturado (amostra3H7); D: nódulo carbonático com muscovita (1) e biotita (2).

São encontrados halos glebulares (figura 10.11), que segundo Castro (2008), são núcleos cristalinos ou fortemente impregnados, envoltos por uma camada fracamente impregnada. Raramente estas feições aparecem envolvendo grãos do esqueleto, mas sim nódulos já formados, em especial aqueles formados por material argiloso de coloração avermelhada. Outro ponto a ser destacado é o reduzido tamanho destes halos, que são verificados somente nas maiores ampliações.

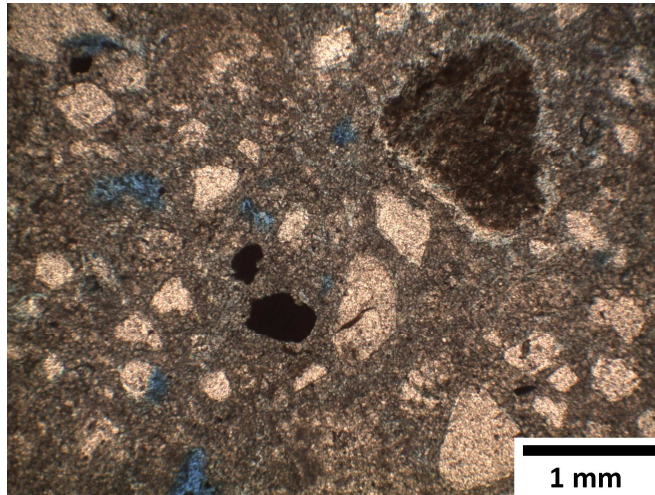


Figura 10.11 – Amostra 1H4, onde halo de calcita circundando nódulo de argila. Nódulos menos distribuídos pela amostra são de magnetita. Estes aparentemente são resultado de transporte de área marginais. Os nódulos pretos são de magnetita e o de argila cercado de calcita.

As cristalárias (figura 10.12) são arranjos de cristais encontrados em diversos horizontes, especialmente nos horizontes B, sejam eles cálcicos ou não. De acordo com Bullock et al. (1985) estas feições pedológicas cristalinas são resultado de cristais formados *in situ*. Muitas delas são claramente formadas no preenchimento de poros e fissuras, em alguns casos preenchidos completamente pelo material cálcico.

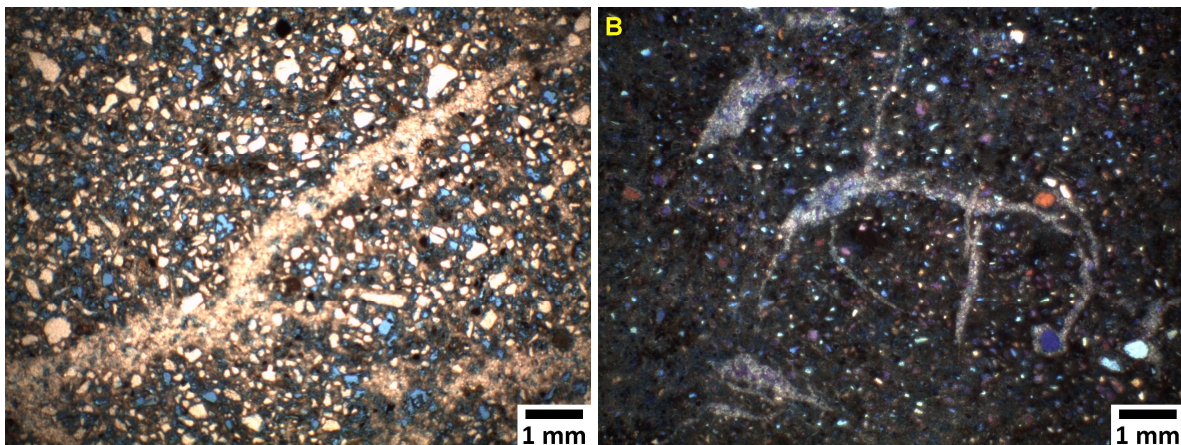


Figura 10.12 – Ccristalária formada em fissura causada, aparentemente, por bioturbação, no interior da amostra 3H5; B: cristalária na amostra 5H3 também preenchendo, aparentemente, uma fissura de bioturbação com formação de cavidade do tipo meta de Brewer (1964) na ponta inferior direita. Aparentemente, se trata de espaço deixado por organismo vivo dado o elevado grau de arredondamento, alisamento das bordas e relativa ausência de grãos do esqueleto na granulometria necessária.

O último horizonte analisado (DP5H4) se refere a um Vertissolo, caracterizado, micromorfologicamente, pelas fissuras de contração (figura 10.13A) com preenchimento destas

por material diferente daquele encontrado no respectivo horizonte. O material de preenchimento, caracterizado por grãos maiores de areia média-grossa (figura 10.13B e 10.14A), se apresentam quase que completamente trincados ou quebrados, resultado dos movimentos de contração e expansão das argilas. Ao longo de algumas das fissuras de contração ocorre deposição de carbonato de cálcio, sendo estas as porções onde mais ocorre a presença deste material na lâmina. Este é o único dos horizontes analisados que apresenta estrutura sépica, onde os argilominerais aparecem prioritariamente orientados. Somente no horizonte em questão foi observada a presença de orientação de minerais como muscovitas e biotitas. Em Vertissolos, a orientação dos minerais (estrutura sépica), nas variações Insépica, Mossépica ou Vossépica, são traços característicos da micromorfologia desses solos (KAPUR *et al.*, 1997).

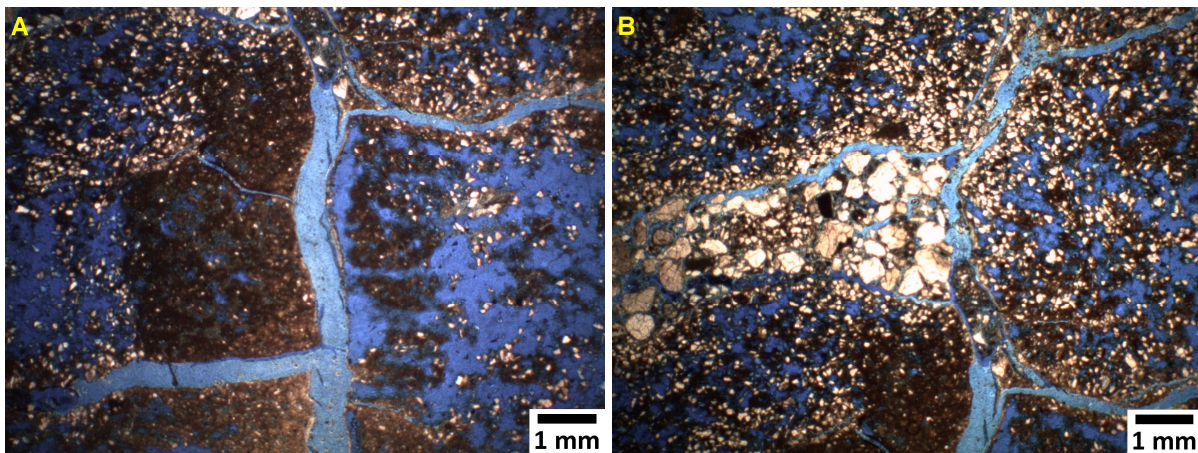


Figura 10.13 – A: fissuras de contração do material argiloso em horizonte de Vertissolo (Bss), com bordas alisadas, bem definidas e alisadas; B: Em alguns casos, as fissuras aparecem preenchidas por material de granulometria diferenciada daquela da matriz. Estes grãos maiores existem somente no interior da fissura mostrando serem resultado de preenchimento durante os períodos em que se formavam gretas de contração.

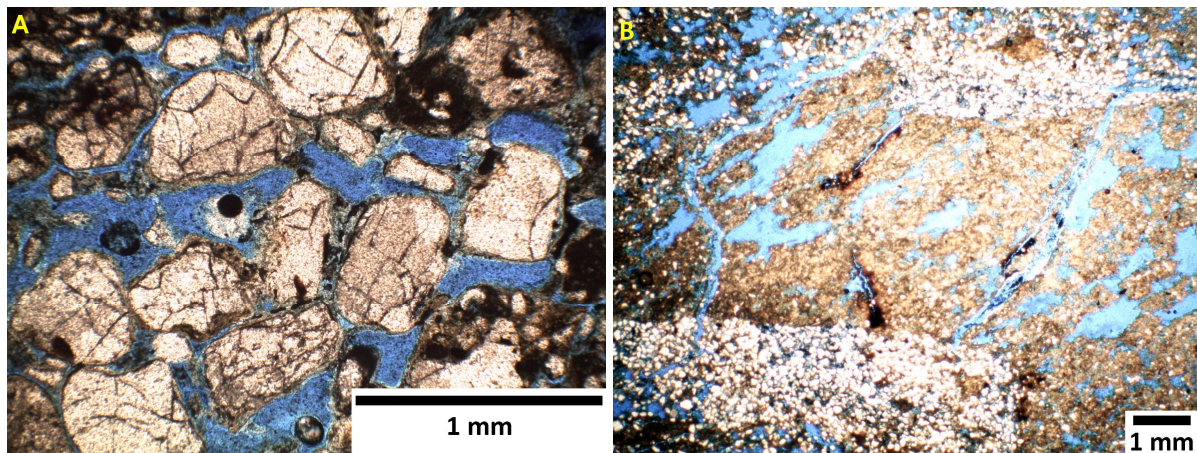


Figura 10.14 – A: grãos de quartzo que preenchem gretas de contração no horizonte vértico se mostram trincados ou quebrados, possivelmente resultado de atrito por movimento de expansão e contração das argilas expansivas; B: Iluviação de argila para as porções inferiores de póros que correspondem à porção inferior destes no terreno. Há formação de cutãs muito discretos no interior da iluviação, do tipo crescente.

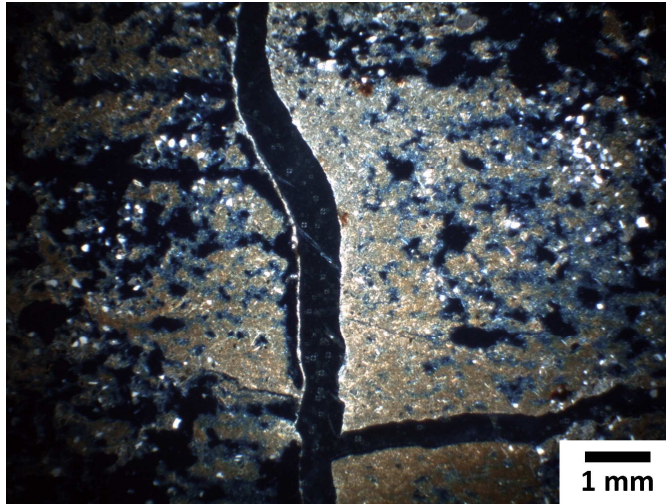


Figura 10.15 – Fissuras de contração com deposição de calcita nas bordas alisadas.

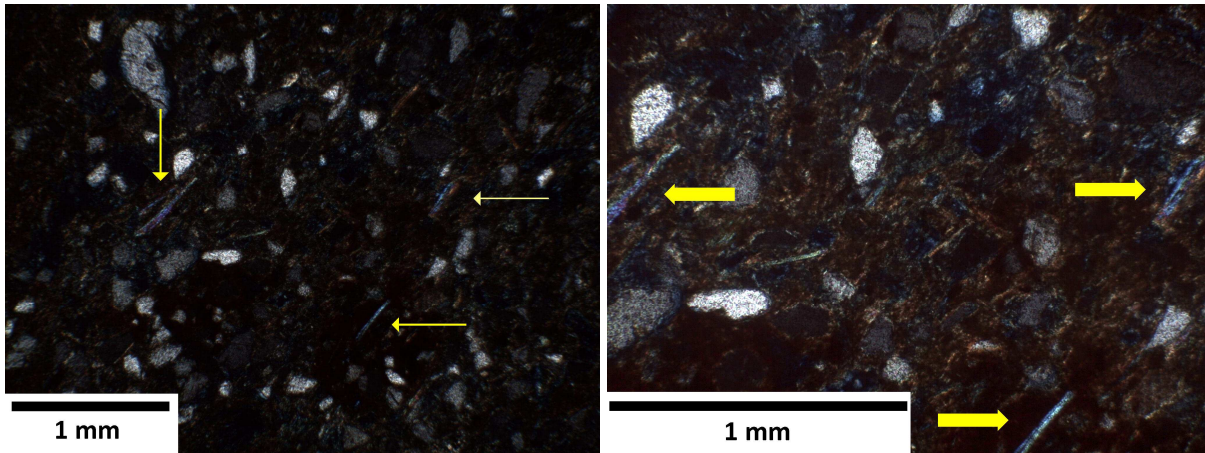


Figura 10.16 – Muscovitas orientadas no sentido NE-SW. O horizonte vértico e o único que apresentará tal característica, aparentemente, a orientação é resultado de movimentos de expansão do material argiloso.

Horizonte	Esqueleto						
	%			Orientação	Distrib. de Base	Forma/Esféricidade e Rugosidade	
	% Total	Grossa	Média				Fina
Btca1(m) 1H1	70	0	30	70	S/ orientação	Aleatória	Blocos / Subarredondado / Alisada
Btca2(m) 1H2	50	0	30	70	S/ orientação	Aleatória	Blocos / Subangular e Subarredondado / Alisada
C 1H3	85	0	40	60	S/ orientação	Aleatória	Blocos / Subangular e Subarredondado / Ondulada e Alisada
2A/Btca(m) 1H4	20	0	35	65	S/ orientação	Aleatória	Blocos / Subangular e Subarredondado / Alisada
2Btca(m) 1H5	35	0	40	60	S/ orientação	Aleatória	Blocos / Subangular e Subarredondado / Alisada* Poliedros / Angular e Subangular / Alisada
2C 2H1	80	0	20	80	S/ orientação	Aleatória	Blocos / Subangulare subarredondado / Alisada
3Btca(m) 2H2	50	0	15	85	S/ orientação	Aleatória	Poliedros /Angular a Subangular / Alisada
3C 2H3	60	0	60	40	S/ orientação	Aleatória	Blocos / Subarredondado / Alisada
4Bt 3H1	70	0	40	60	S/ orientação	Aleatória	Bloco / Subangular e Subarredondado / Alisada
4bTG1 3H2	70	0	20	80	S/ orientação	Aleatória	Blocos* e Poliedros / Subangular e Subarredondado / Alisada
4Btg2 3H3	60	0	20	80	S/ orientação	Aleatória	Blocos / Subarredondado / Alisada
4C 3H4	45	0	30	70	S/ orientação	Aleatória	Blocos / Subangular e Subarredondado / Alisada
5Btca(m) 3H5	35	0	10	90	S/ orientação	Aleatória	Blocos* e Poliedros / Angular, Subangular* e Subarredondado / Alisada
5Btca(m)/C 3H6	70	0	15	85	S/ orientação	Aleatória	Blocos* e Poliedros / Subangular / Alisada
5C 3H7	70	15	65	20	S/ orientação	Aleatória	Blocos / Subarredondado / Alisada
6Bt 4H1	10	0	40	60	S/ orientação	Aleatória	Blocos / Subarredondado / Alisada
6Bg1 4H2	50	0	40	60	S/ orientação	Aleatória	Blocos / Subarredondado / Alisada
6Bg2 4H3	80	0	35	65	S/ orientação	Aleatória	Blocos / Subarredondado e Subangular / Alisada
6Bg/C 4H4	70	0	20	80	S/ orientação	Aleatória	Blocos / Angular, Subangular* e Subarredondado /
6C 4H5	20	0	20	80	S/ orientação	Aleatória	Blocos* e Poliedros / Subangular e Subarredondado* /
7Bca(m) 5H1	25	0	10	90	S/ orientação	Aleatória	Blocos / Subangular e Subarredondado /
7Bca(m)/C 5H2	50	0	40	60	S/ orientação	Aleatória	Blocos / Subangulares e Subarredondados / Alisada
7C 5H3	40	0	35	65	S/ orientação	Aleatória	Poliedros / Angular e Subangular / Alisada
8Bss 5H4	40	0	5	95	S/ orientação	Aleatória	Blocos / Subarredondado / Alisada

(*) - Feição predominante

Tabela 10.2 - Síntese das características micromorfológicas dos horizontes de paleossolos.

Horizonte	Distribuição Relativa		Poros			Plasma		Feições Pedológicas		
			%	Dimensão	Distribuição	Orientação	Forma		%	Estrutura
Btca1(m) 1H1	Quitônica		10	micro	Aleatória	S/ orientação	Simples	20	argilassépica	Pedotúbulos
Btca2(m) 1H2	Gefúrica e Porfírica		10	Meso* e Macro	Aleatória	S/ orientação	Simples	40	Argilassépica	Cutãs; Pedotúbulos
C 1H3	Mônica* Gefúrica e Quitônica		10	Meso* e Macro	Aleatória	S/ orientação	Simples	5	Argilassépica	Glébulas
2A/Btca(m) 1H4	Porfírica		5	Micro	Aleatória	S/ orientação	Simples	75	Argilassépica	Glébulas; Pedotúbulos
2Btca(m) 1H5	Gefúrica e Quitônica		50	Micro*	Aleatória	S/ orientação	Simples	15	Argilassépica	Cutãs; Glébulas
2C 2H1	Gefúrica* e Mônica		15	Micro* Meso	Aleatória	S/ orientação	Simples	5	Argilassépica	Glébulas
3Btca(m) 2H2	Gefúrica e Quitônica		10	Micro e Meso*	Aleatória	S/ orientação	Simples	40	Argilassépica	Glébulas
3C 2H3	Quitônica		15	Micro	Aleatória	S/ orientação	Simples	35	Argilassépica	Glébulas
4Bt 3H1	Quitônica* e Gefúrica		10	Micro* e Meso	Aleatória	S/ orientação	Simples	20	Argilassépica	Cutãs; Glébulas
4Btg1 3H2	Quitônica		5	Meso* e Macro	Aleatória	S/ orientação	Simples	25	Argilassépica	Cristalárias; Glébulas
4Btg2 3H3	Gefúrica e Quitônica		20	Micro e meso	Aleatória	S/ orientação	Simples	20	Argilassépica	Cristalárias; Pedotúbulos; Glébulas
4C 3H4	Quitônica* e Gefúrica		15	Micro e Meso	Aleatória	S/ orientação	Simples	40	Argilassépica	Glébulas
5Btca(m) 3H5	Quitônica		15	Micro e Meso	Aleatória	S/ orientação	Simples	50	Argilassépica	Cristalárias; Glébulas
5Btca(m)/C 3H6	Quitônica* e Gefúrica		10	Meso	Aleatória	S/ orientação	Simples	20	Argilassépica	Cutãs; Glébulas, Pedotúbulos
5C 3H7	Gefúrica		10	Meso	Aleatória	S/ orientação	Simples	20	Argilassépica	Cristalárias; Glébulas
6Bt 4H1	Quitônica		10	Micro e Meso	Aleatória	S/ orientação	Simples	30	Argilassépica	Cutãs; Glébulas; Pedotúbulos
6Bg1 4H2	Quitônica		10	Micro e Meso	Aleatória	S/ orientação	Simples	40	Argilassépica	Glébulas; Pedotúbulos
6Bg2 4H3	Quitônica		15	Micro	Aleatória	S/ orientação	Simples	5	Argilassépica	Glébulas; Pedotúbulos
6Bg/C 4H4	Quitônica* e Gefúrica		15	Micro e Meso	Aleatória	S/ orientação	Simples	15	Argilassépica	Glébulas
6C 4H5	Mônica		20	Micro e Meso	Aleatória	S/ orientação	Simples	20	Argilassépica	Glébulas
7Bca(m) 5H1	Porfírica		10	Micro e Meso	Aleatória	S/ orientação	Simples	65	Argilassépica	Cristalárias; Glébulas
7Bca(m)/C 5H2	Porfírica		5	Micro e Meso	Aleatória	S/ orientação	Simples	45	Argilassépica	Glébulas
7C 5H3	Porfírica		10	Micro	Aleatória	S/ orientação	Simples	50	Argilassépica	Cutãs; Cristalárias; Glébulas
8Bss 5H4	Quitônica* e Porfírica		25	Diversos	Aleatória	S/ orientação	Simples	35	Insépica	Glébulas

(*) - Feição predominante.

Tabela 10.2 - Síntese das características micromorfológicas dos horizontes de paleossolos.

10.3 Geoquímicas e Mineralogia de Paleossolos da Formação Marília

Muitos dos indícios paleoambientais encontrados nos paleossolos estudados neste trabalho corroboram com dados expostos em inúmeros trabalhos realizados por diversos autores. Entre tais evidências encontram-se material de matriz essencialmente arenosa, especialmente areia fina, presença de nódulos carbonáticos, colorações de bege a avermelhado, incluindo mosqueamento bem destacado em alguns horizontes e baixa coesão do material. Estes caracteres concordam perfeitamente com materiais descritos por Suguio (1973), Brandt Neto *et al.* (1978; 1981; 1996), Soares *et al.* (1980), Suguio *et al.* (1980), Pires (1983), Suguio & Barcelos (1983). Fernandes (1998; 2010) entre outros.

O ambiente deposicional da Formação Marília fora predominantemente regido por um sistema de clima semi-árido, com deposição continental em ambientes fluviais. Tais informações são comprovadas pela compilação de dados no método de SAHU (que relaciona a média das variâncias de um conjunto de amostras, desvio padrão de valores de curtose, desvio padrão de valores de diâmetros médios das amostras e desvio padrão dos valores de variância para o conjunto amostrado) e corroboram com o conjunto de paleossolos encontrados neste trabalho. A origem dos sedimentos ligada à água doce é comprovada pelos valores de relação C^{13} e O^{18} analisadas por Suguio (1973), uma vez que, de acordo com Suguio (1973), C^{13} com valores entre -2 e -8 são claros indícios de ambientes continentais de água doce.

Diversos outros indicativos mostram origem da sedimentação ligada à ambientes de climas semi-áridos e áridos. Um importante contribuinte neste sentido é a existência de *paligorskita* encontrada por todos os autores que se dedicam ao estudo de argilominerais nos depósitos da Formação Marília. Fernandes (2010) encontra revestimentos (*coatings*) de *paligorskita* e/ou *sepiolita* que seriam importantes indicativos de climas áridos e semi-áridos. Durand *et al.* (2006) defende que estes minerais seriam indicativos de pluviosidades anuais máximas de 300 mm e para Espinosa & Millán (2003), seriam indicativos de climas ainda mais secos, 50 a 100 mm anuais.

Os dados levantados através das análises de difração de raio-x possibilitaram estimativas de paleoprecipitação (Tabela 10.3), segundo método proposto por Sheldon *et al.* (2002) e Sheldon & Tabor (2009), que relaciona o grau de intemperismo de acordo com razões molares da alumina, soda, cal e óxido de potássio através da relação $CIA-K = 100 \times [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO$

+ Na₂O + K₂O)]. Os valores obtidos são apresentados na tabela 10.1. Outras duas metodologias foram desenvolvidas, a primeira por Maynard (1992) que exclui o K₂S da fórmula anteriormente exposta e Retallack (1997) que propõe o uso de MgO na fórmula de CIA-K. Neste trabalho foram excluídas as fórmulas propostas por Maynard (1992) e Retallack (1997) por estas apresentarem valores de acurácia muito inferiores aos demais, R² = 0,66 e R² = 0,59 respectivamente. Vale ressaltar que todos os métodos empregados pelos autores não são indicados para solos pantanosos, eólicos, de deserto, salgados ou de encostas, devido à possibilidade de apresentar desvios acima do desvio padrão, que é de 182 mm (SHELDON *et al.*, 2002).

Os menores valores de CIA-K ocorrem em solos de áreas de baixa pluviosidade, devido ao acúmulo de cálcio e magnésio nos horizontes Bk. A equação que relaciona CIA-K à precipitação é útil em níveis de precipitação variáveis de 200 a 1600 mm/ano e o valor de CIA-K de 100, tido como referência, gera estimativas de paleoprecipitação de 1585 mm (SHELDON & TABOR, 2009).

Os valores de paleoprecipitação(P) são obtidos através do emprego de duas fórmulas que se utilizam de CIA-K, sendo elas $P = 221e^{(0,0197CIA-K)}$ (P1), que possui razoável acurácia (R² = 72), ou então $P = 14,265(CIA-K) - 37,632$ (P2), que possui acurácia levemente superior (R² = 73).

Amostra	CIA-K	Paleoprecip. (mm) (P1)	Paleoprecip. (mm) (P2)	Amostra	CIA-K	Paleoprecip. (mm) (P1)	Paleoprecip. (mm) (P2)
1H1	62	850	939	3H5	36,9	580	662
1H2	9,8	304	193	3H6	41,6	639	732
1H3	57	778	875	3H7	6,9	278	130
1H4	15,9	361	320	4H1	57,8	806	900
1H5	36,9	582	665	4H2	17,9	380	356
2H1	71,8	968	1033	4H3	63	851	940
2H2	19	392	380	4H4	65,9	884	968
2H3	73,1	991	1050	4H5	72,3	979	1042
3H1	60,1	815	909	5H1	5,2	264	92
3H2	47,5	694	792	5H2	67	912	990
3H3	58,1	799	895	5H3	16,2	363	322
3H4	24,52	443	468	5H4	27,2	479	524

Tabela 10.3 – Valores de paleoprecipitação, fornecidos em milímetros de chuva, obtidos através de alteração química (CIA-K), agrupados por horizonte de paleossolo. P(1) se refere a fórmula $P = 221e^{(0,0197CIA-K)}$ e P(2) se refere a fórmula $P = 14,285CIA-K - 37,632$.

O valor médio de paleoprecipitação foi de 674 mm, valor relativamente próximo daquele encontrado por Dal Bó & Basilici (2010), 824 mm, em sedimentos da Formação Marília. Os valores de paleoprecipitação encontrados são menores nos horizontes ricos em carbonato de

cálcio, com especial atenção para a amostra 5H1 que representa um horizonte petrocálcico. De acordo com diversos autores, esta condição de menor pluviosidade, comprovada pelo exposto acima, é condição necessária a formação de tal horizonte.

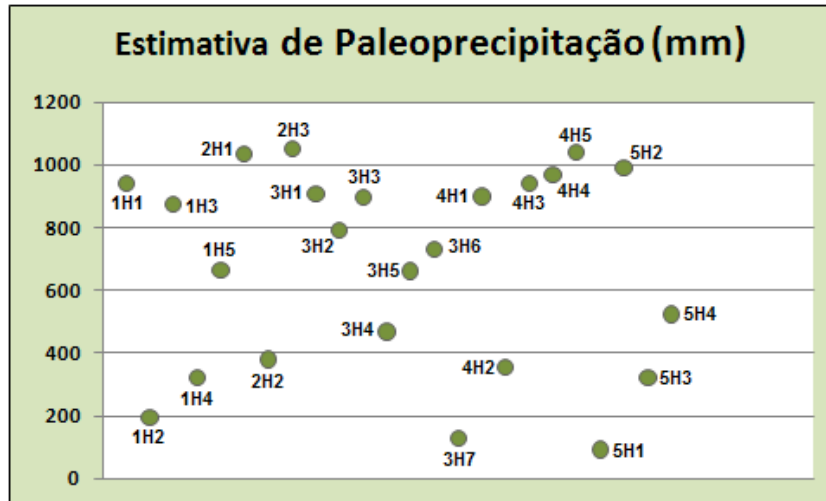


Figura 10.17 – Estimativas de paleoprecipitação obtidas para cada um dos horizontes de paleossolos através da fórmula P(2), proposta por Sheldon *et al.* (2002).

De acordo com Oliveira (2005), o principal processo de formação de horizontes petrocálcicos é a translocação de carbonato de cálcio da superfície e sua acumulação em profundidade. Isso decorre do aumento de pressão exercido pelas raízes das plantas que promove a dissolução da calcita que por sua vez é carregada pela água para porções mais profundas durante os eventos de chuva. Em profundidade, ocorre diminuição da pressão do CO₂, evaporação da água, devido à elevada taxa de evapotranspiração das regiões onde ocorrem tais horizontes e aumento de pH, devido à menor atividade de raízes, o que em conjunto possibilita a reprecipitação da calcita nas porções com menor oferta de água.

Nas análises macromorfológicas de campo foram verificadas evidências de gleização (figura 10.18) em alguns dos horizontes, com especial destaque para os aspectos de mosqueamento. Quimicamente, tais horizontes são caracterizados por menores valores das relações molares de óxido de manganês (Anexo 3). Este fato seria um indicativo de alta solubilidade do MnO em ambientes redutores, uma vez que os microorganismos anaeróbios que utilizam os compostos oxidados do solo como receptores de elétrons, no seu metabolismo, apresentam grande afinidade por óxidos de manganês (Magalhães *et al.*, 2010). Os valores de MnO são bastante superiores naqueles horizontes que se mostraram mais ricos em carbonato de cálcio. Comparando-se os valores observa-se quantidades menores naqueles paleossolos com

indicativos de gleização (0,028 no horizonte DP4H2) e valores que chegam a 0,128 nos horizontes com maior quantidade de carbonato de cálcio (DP5H1). O valor médio encontrado foi de 0,039%, portanto, valores muito próximos daqueles encontrados e interpretados por Suguio (1973).

Suguio (1973) encontrou valores de MnO variantes entre 0,05% e 0,24 % e todos os valores encontrados foram tidos como indicativos de paleoclimas áridos e semi-áridos. Na região de Duartina/SP, os valores encontrados, pelo autor, variaram entre 0,05% e 0,11%, tendo valor médio de 0,08% de MnO nas amostras.

O valor de referência usado por Suguio (1973) é o de 0,04%, onde solos com teores próximos ou abaixo desta referência indicariam ambientes áridos e semi-áridos. Ambientes tropicais apresentariam valores muito superiores. De acordo com Kampf *et al.* (2009), os óxidos de manganês tem, comumente, origem autigênica no solo já que é um dos primeiros elementos liberados durante o intemperismo de minerais primários, daí a existência de valores baixos para solos pouco intemperizados de climas áridos e semi-áridos.

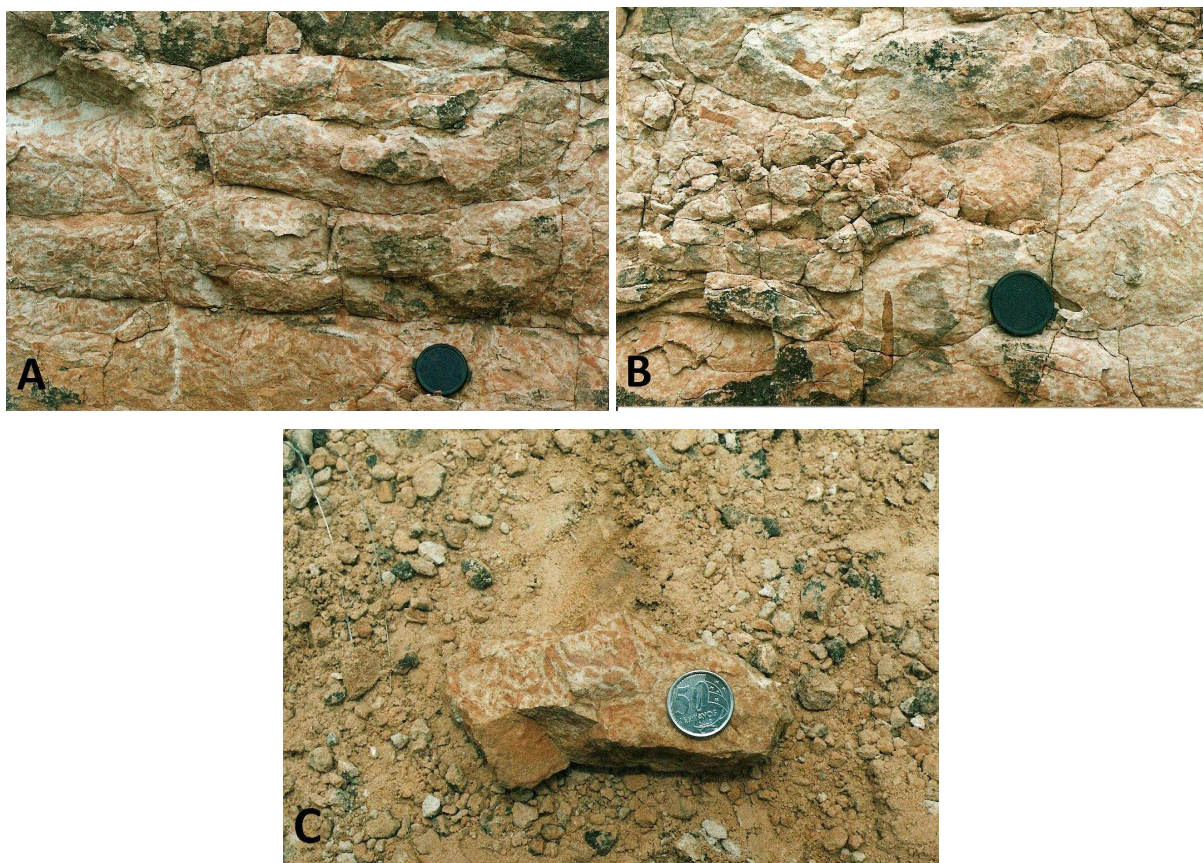


Figura 10.18 – A: horizonte 4H3 com mosqueado característico de gleização e bioturbações em colorações mais claras; B: horizonte 4H4 com forte mosqueado e bioturbações preenchidas por material avermelhado; C: bloco do horizonte 4H4 com mosqueamento bem definido.

Em parcela destes horizontes, demarcados em campo, foi verificada maior paleoprecipitação através dos métodos de Sheldon *et al.* (2002). Os horizontes 3H1, 3H3, 4H3, 4H4 e 4H5 tiveram mosqueamento evidenciado em campo e estão entre aqueles horizontes onde teria havido maior paleoprecipitação.

De acordo com Oliveira (2005), o mosqueamento é uma evidência de ambiente redutor. A condição redutora não é necessariamente produzida nas porções saturadas em água, mas, também ocorre nas áreas influenciadas pela franja capilar. Portanto apesar de haver maior disponibilidade aparente de água e sinais de gleisação, não significa que se trate de um ambiente úmido. Essa afirmação é baseada em mineralogia verificada neste trabalho e no de diversos autores, especialmente aqueles que se ativeram ao estudo de argilominerais.

Outra relação molar de relevante importância é a de cálcio e magnésio por alumina ($\text{CaO} + \text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$) (Anexos 3 e 4). Os menores valores desta relação são encontrados em horizontes que apresentaram características macromorfológicas e químicas de maior disponibilidade de água. A relação molar em questão se torna importante indicativo de processos de intemperismo mais intensos nas áreas de menor relação molar, portanto, nos horizontes com indícios de gleisação, já que o cálcio e o magnésio são mais facilmente intemperizados que o alumínio (SHELDON & TABOR, 2009 e MELO *et al.*, 2009). Em contrapartida, os maiores valores encontrados para a relação anteriormente citada, são verificados naqueles horizontes com maior quantidade de carbonato de cálcio e que tiveram indicação das menores paleoprecipitações.

De acordo com Essington (2005), a relação de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{MgO} + \text{Na}_2 + \text{K}_2\text{O}$ é outro importante indicador do grau de intemperismo ao qual um dado solo foi submetido. Em solos bastante intemperizados, os valores obtidos seriam superiores a 100 e em solos pouco desenvolvidos, comumente, seriam encontrados valores abaixo de 2. As análises químicas dos paleossolos mostram valores baixos para todos os horizontes analisados, o que indicaria baixa taxa de intemperismo do material. Aqueles horizontes ricos em CaCO_3 , foram os que mostraram menores valores desta relação, o que indicaria menor disponibilidade de água no ambiente e consequentemente menor grau de alteração do material.

A relação Bário/Estrôncio é um indicador de lixiviação durante o intemperismo, grau de drenagem e tempo de desenvolvimento de um solo (ESSINGTON, 2005 e SHELDON & TABOR, 2009). O Estrôncio é mais solúvel que o Bário e desta forma a variação dessa relação apresentaria valores próximos a 10 para solos mais intemperizados e valores próximos de 2 para

solos menos intemperizados (ESSINGTON, 2005). Nos paleossolos de Duartina/SP (Anexo 4), aqueles horizontes que apresentaram aspectos de gleização correspondem àqueles que apresentaram valores mais elevados para a relação Ba/Sr, com valores que se aproximam de 12 (horizontes 4H2, 4H3 e 4H4), o que corresponderia à horizontes mais alterados. Por outro lado, os horizontes com maior teor de carbonato de cálcio, e portanto menos alterados, correspondem àqueles que apresentam menores valores para a relação, com valores que chegam próximos de 1 (3H7 e 5H1).

O SiO₂ encontrado em Duartina/SP é proveniente, principalmente, do quartzo encontrado no material constituinte. Este é usado como mineral índice em estudos de uniformidade do material do solo, evolução do solo e grau de intemperismo (Kampf *et al.*, 2009), uma vez que o mineral se apresenta em abundância, alta resistência ao intemperismo e baixa mobilidade. Os valores encontrados neste trabalho são relacionados ao teor de Al₂O₃ e se mostram próximos àqueles valores encontrados por Suguio (1973). Os maiores teores da relação Al₂O₃/SiO₂ são verificados no horizonte vértico, fato este relacionado à drenagem inpedida e consequente existência de argilas expansivas.

Na relação Na₂O/K₂O (Anexo 4) os valores encontrados são bastante uniformes dada a relativa uniformidade nos teores de Na₂O e K₂O encontrados nos horizontes analisados. Em ambientes áridos e semi-áridos deve haver maior acúmulo de Na, assim como de Ca, Mg e K, daí a baixa variação entre os teores e consequente baixa variação da razão molar Na₂O/K₂O. Os maiores valores encontrados no primeiro horizonte, aparentemente, se devem ao intemperismo atual já que se trata do horizonte superficial exposto e sob atividade biológica atual.

Suguio (1973) ainda utiliza a relação Mn/Fe, para a qual o referido autor encontrou pequena variação ao redor do valor médio 0,025, o que significaria pequenas variações no pH e Eh nos meios de transporte e deposição. Compilando os dados somente da região de Duartina/SP, as amostras de Suguio (1973) apresentam valor médio de 0,024. Estes valores divergem, em parte, daqueles encontrados neste trabalho (tabela 10.4), cujo valor máximo foi de 0,05 (DP5H1) e o valor mínimo foi de 0,005 (amostras DP2H3, DP4H2 e DP5H4), com valor médio de 0,01. Essa variação representariam uma diferença maior de pH e Eh durante os diferentes momentos de transporte e deposição.

Horizonte	MnO/Fe ₂ O ₃	TiO ₂ /Al ₂ O ₃	Horizonte	MnO/Fe ₂ O ₃	TiO ₂ /Al ₂ O ₃
1H1	0,006	0,054	3H5	0,007	0,081
1H2	0,017	0,06	3H6	0,0045	0,074
1H3	0,01	0,085	3H7	0,025	0,05
1H4	0,011	0,061	4H1	0,006	0,084
1H5	0,008	0,074	4H2	0,005	0,062
2H1	0,007	0,062	4H3	0,007	0,089
2H2	0,007	0,055	4H4	0,009	0,105
2H3	0,005	0,039	4H5	0,008	0,071
3H1	0,01	0,084	5H1	0,05	0,065
3H2	0,006	0,074	5H2	0,006	0,063
3H3	0,008	0,087	5H3	0,007	0,057
3H4	0,011	0,08	5H4	0,005	0,058

Tabela 10.4 – Valores encontrados para as relações molares MnO/Fe₂O₃ e TiO₂/Al₂O₃ nos sedimentos da Formação Marília, em Duartina/SP.

A relação TiO₂/Al₂O₃ também é utilizada como um indicativo do grau de pedogênese e do paleoclima. Isso é possível, pois, a razão entre as taxas de alumínio e titânio podem permanecer constantes ao longo da pedogênese e apresentam baixa variabilidade de acordo com a profundidade (SHELDON & TABOR, 2009). Além disso, em condições de pH neutro o alumínio é mais facilmente mobilizado que o titânio e em condições de pH ácido ambos apresentam altas mobilidades.

Sugio (1973) e Sugio & Barcelos (1983) a utilizaram como indicativo paleoclimático, sendo os valores encontrados pelos autores variantes entre 0,07% e 0,14%, uma vez que valores muito elevados nesta razão molecular indicariam altas taxas de dissolução do titânio e consequentemente, elevado intemperismo (SHELDON & TABOR, 2009). Este intervalo estaria, de acordo com Sugio & Barcelos (1983), dentro do intervalo indicativo de climas secos. Nos horizontes analisados em Duartina/SP (tabela 10.4), para este trabalho, foram encontrados valores muito próximos daqueles encontrados pelos autores mencionados anteriormente. Os valores encontrados estão entre 0,039% (DP2H3) e 0,105% (DP4H4). Dessa forma, esses valores corroboram com as evidências de climas secos na Formação Marília e indicam uma maior oferta de água em horizontes que se mostram que mosqueamento, a exemplo dos horizontes 4H4 e 4H5.

A numerosa quantidade de feldspatos, especialmente plagioclásios e microclínios, presentes nas análises micromorfológicas vem de encontro às teorias de baixa disponibilidade de água, consequentemente reduzido intemperismo químico, uma vez que os plagioclásios

intemperizados deveriam ter fornecido maior quantidade de sericita e epidoto, raramente encontrados nas amostras. A alta frequência de plagioclásios cálcicos reforça ainda mais a importância, dado que estes minerais são os mais facilmente intemperizados de acordo com a série de estabilidade de minerais para frações areia e silte (KAMPF *et al.*, 2009).

Os mesmos autores reforçam que no decorrer da evolução dos solos, estes passam a depender cada vez menos de seus materiais de origem e passam a estar cada vez mais relacionados ao ambiente, daí a importância dos argilominerais como indicadores de intemperismo e do grau de desenvolvimento do solo. Como base nisso, além dos plagioclásios, a calcita, os anfibólios, biotitas e piroxênios são bons indicadores de paleossolos jovens, ou paleossolos ligeiramente intemperizados, ou seja, que apresentam alguma intemperização, mas não o suficiente para a eliminação de todos os minerais facilmente intemperizáveis. Essington (2005) corrobora ao apontar a calcita, anfibólios, piroxênios, biotitas e feldspatos-potássicos como indicativos de solos jovens, portanto, pouco intemperizados. Enquanto as muscovitas seriam importantes indícios de stágios intermediários de intemperização.

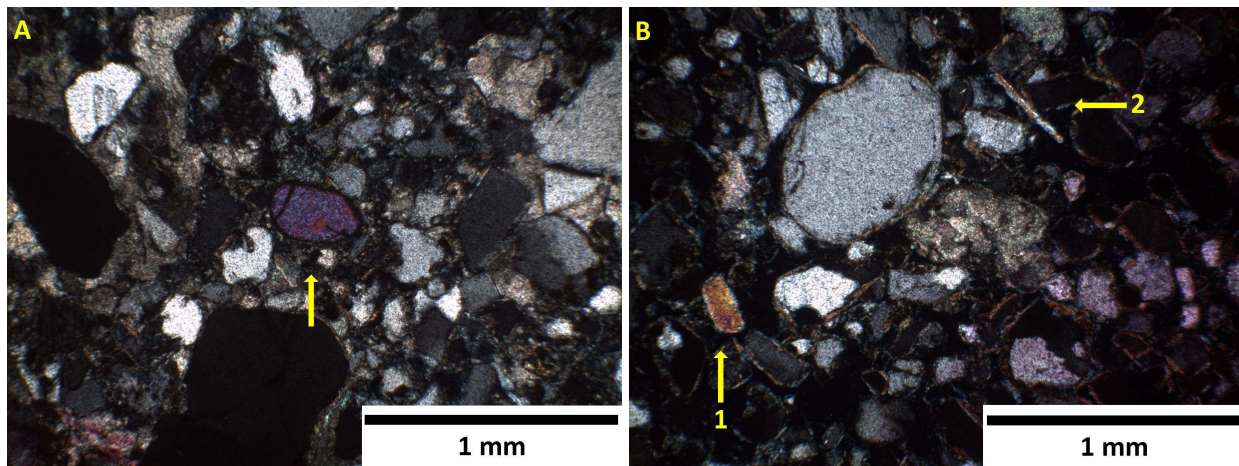


Figura 10.19 – A: amostra DP3H4 com Clinopiroxênio, com cor de 2º ordem, ripiforme, hábito euhédrico a subhédrico, aparentemente augita; B: amostra 3H3 com cristalária no centro da imagem, anfibólio na posição 1 e biotita na posição 2.

A presença constante de piroxênio e plagioclásio também colabora com o exposto por Gravina *et al.* (2002) que relaciona a origem dos sedimentos da Formação Marília à rochas do embasamento cristalino ou rochas basálticas da Formação Serra Geral. Quanto às micas, é encontrada farta quantidade de muscovita e biotita, que reforçam a idéia de origem do material a partir de rochas ígneas (KAMPF *et al.*, 2009). No entanto, dada a grande quantidade encontrada é pouco provável sua origem a partir de basaltos e mais provável de rochas como granito e gnaisses

que compunham a matriz rochosas dos arcos marginais, corroborando as áreas fontes dos sedimentos da Formação Marília destacados por Suguio (1973, 1981 e 1996), Soares *et al.* (1980), Soares (1984), Fernandes (1998, 2010), Fernandes & Coimbra (2006).

O último horizonte descrito é formado por um Vertissolo, no qual o plasma argiloso responde por 35% em área da lâmina. De acordo com Kapur *et al.* (1997) e Kampf *et al.* (2009), as esmectitas são os argilominerais característicos de Vertissolos, aos quais confere características vérticas. Tais caracteres são bastante pronunciados no horizonte em questão, uma vez que são destacados os planos de *slickensides*, e fissuras com preenchimento de material grosseiro, inexistente na fábrica geral do horizonte e que indicam a presença de argilas expansivas. Além dos *slickensides*, são encontradas superfícies aparentemente de relevo gilgai, típicas de Vertissolos. Para Morgum Nobles (2003), os *slickensides* são causados pela contração e expansão das argilas em momentos ora secos e outrora úmidos. A repetição de eventos de contração/expansão seria responsável por uma reorientação do plasma, dando origem a feições micromorfológicas de orientação sépica encontradas no horizonte vértico deste trabalho.

De acordo com os autores citados acima, a formação das esmectitas é favorecida em ambientes de drenagem restrita, onde ocorre baixa taxa de fluxo de água. Para Azevedo & Vidal-Torrado (2009), “*a formação e a permanência de esmectitas são favorecidas em terreno plano a levemente ondulado, nas partes mais baixas do relevo como terraços aluviais ou fundos de bacias, e ainda em horizontes B em solos desenvolvidos a partir de rochas básicas sob moderada dessilicação*”. Os mesmo autores ressaltam que além de ocorrer em áreas de baixa lixiviação, como locais de drenagem limitada, as esmectitas ocorrem em porções de clima semi-árido. O exemplo apresentado, pelos autores, se refere à paleossolos formados em paleoclima semi-árido na região da Bacia de Curitiba. Essington (2005) também considera as esmectitas como bons indicadores de ambientes mal drenados.

De acordo com Eitel *et al.* (2001), as esmectitas de Vertissolos podem ser formadas a partir da maior quantidade de cátions livres nos períodos chuvosos, transportas em regiões de bacias de climas semi-árido e árido ou ainda a partir de paligorskita, já que esta é estruturalmente e quimicamente similar à esmectita e largamente encontrada em ambientes carbonáticos do cretáceo. Paquet & Millot (1972) corroboram ao afirmar que a paligorskita se torna um mineral instável em solos submetidos a precipitações superiores a 300 mm anuais e nestas condições, comumente, se transforma em esmectita. Para Arakel & McConchie (1982), a esmectita e a

sepiolita encontradas em calcretes são produtos de alteração *in situ* e refletem a transição periódica entre períodos de alta energia e períodos de lenta deposição e calcretização.

O conjunto de evidências encontradas nos depósitos da área de estudo indica prevalência de calcretes pedogenéticos. Tal afirmação se sustenta na existência de material distribuído em horizontes pouco espessos, forte presença de rizoconcreções e nódulos carbonáticos, microfábrica do tipo *Beta*, definida por Wright & Tucker (1991) e caracterizada por feições biogênicas, baixa porosidade e granulometria fina. Fernandes (2010) colabora ao indicar a presença de calcretes de origem pedogenética em áreas dos Membros Serra da Galga e Ponte Alta.

São identificados halos de calcita que ocorrem em unidades de granulometrias menores e são importantes indicadores, uma vez que são mais comumente encontrados em horizontes onde há processos de lixiviação mais acelerados e processos de pedogênese em material retrabalhado (TSATSKIN & RONEN, 1999). Para Badía *et al.* (2009), *coatings* de calcita ao redor de nódulos são indicativos de iluviação especialmente em condições de clima árido e semi-árido.

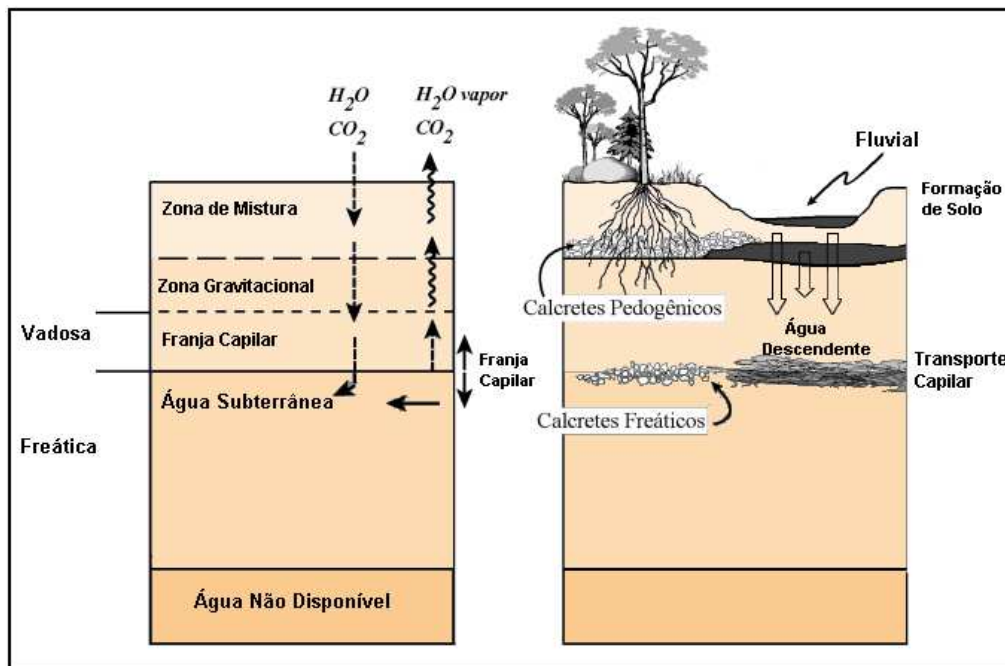


Figura 10.20 – Ilustração mostrando os primeiros metros de subsolo com maior aporte de água nas porções mais profundas e formação de nódulos carbonáticos na zona pedogenética formada pelas duas camadas superiores. (Modificado de Pierini, 2006).

10.4. Conteúdo Fossilífero de Paleossolos da Formação Marília

O conteúdo fossilífero registrado nos paleossolos da Formação Marília se tornaram uma importante ferramenta na análise paleogeográfica, uma vez que possibilita a reconstrução de parcela da paisagem e do clima dominantes. Neste sentido, para diversos autores, os fósseis encontrados indicam paleoambiente continental, com fauna indicativa de ambientes pantanosos, lagos e planícies de inundação.

Paralelamente aos registros fósseis, estão os icnofósseis, representados por manifestações de fauna e flora reinantes no momento de paleopedogenese. Com relação a estas evidências, o trabalho de Fernandes & Carvalho (2006) trás as mais importantes contribuições. A importância se situa na identidade de feições encontradas por aqueles autores e aquelas coletadas em trabalhos de campo do presente exposto. Todas indicam ambientes relacionados à oferta de água em ambientes de clima semi-árido ou árido.

Os icnofósseis associados às marcas de raízes são comuns e identificados por diversos autores que trabalharam com a Formação Marília. Além destes, o perfil permitiu identificar diversos icnofósseis associados a animais.

A primeira das feições identificadas se refere à icnofósseis de *arenicolites isp.* (figura 10.21 e 10.22), exemplificados por anelídeos ou insetos, construtores de feições tubulares idênticas àquelas encontradas na região de Duartina/SP.

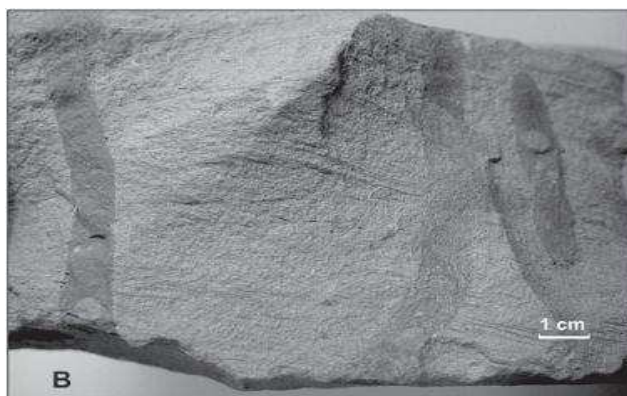


Figura 10.21 - arenicolites isp. Amostra UFRJ-DG 203 Ic. Corte transversal de tocas de *Arenicolites isp.* em formato de U. Se houvesse prolongamento da amostra na porção inferior. Em trabalho de Fernandes e Carvalho (2006).



Figura 10.22 – Bioturbações encontradas nos sedimentos da Formação Marília em diversos horizontes e idênticas àquelas encontradas por Fernandes & Carvalho (2006) (figura 8.1 B; C e 10.4). As feições são identificadas pelos autores como sendo de *Arenicolites isp.*, que seriam animais escavadores de porções marginais de canais fluviais.

Uma segunda feição de icnofóssil identificada neste trabalho e no trabalho de Fernandes & Carvalho (2006), trata-se dos icnofósseis de *Macanopsis isp.* (figura 8.1A), representados por aracnídeos, insetos, crustáceos e moluscos. Estes icnofósseis indicam porções de planícies aluviais e canais meandrantos. Esta teoria é defendida por Fernandes & Carvalho (2006) e Hembree & Hasiotis (2007).

A terceira feição correlata ao identificado nos depósitos de Duartina/SP, refere-se à icnofósseis de *Taenidium Barretti* (figura 10.23), que, segundo diversos autores, entre eles Fernandes & Carvalho (2010), Suguio (1973) e Vasconcellos & Carvalho (2006), é largamente encontrado em todo o Mesozóico Brasileiro, especialmente na Formação Marília. Estes se caracterizam por canais cilíndricos produzidos a partir da locomoção de larvas de insetos e artrópodes em margens de canais fluviais.

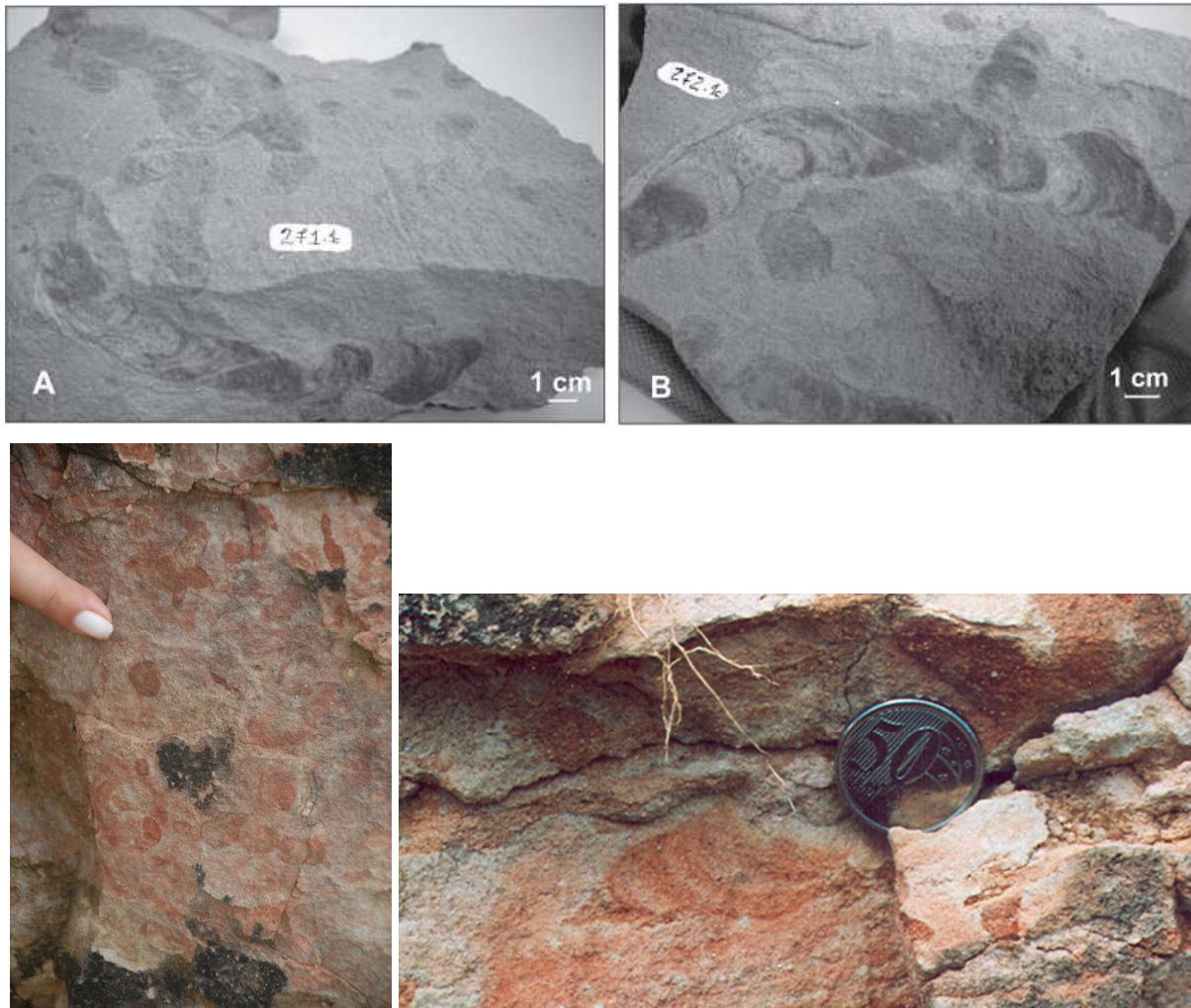


Figura 10.23 – *Taenidium barretti*. A: amostra UFRJ DG-271 Ic; B: amostra UFRJ-DG 272 Ic. As imagens coloridas se referem á bioturbações verificadas em afloramentos da Formação Marília e mostram tocas cilíndricas e sinuosas com feições de meniscos, idênticas àquelas encontradas por Fernandes e Carvalho (2006) e relacionadas à animais colonizadores de depósitos fluviais nas porções mais úmidas do terreno.

Existe farta revisão bibliográfica que relaciona todos os icnofósseis acima enumerados a seus habitats. Todos os trabalhos citados na revisão bibliográfica são unânimes em afirmar que estes animais colonizaram porções mais úmidas em ambientes de climas áridos e semi-áridos. As bioturbações identificadas em campo na área de Duartina/SP são idênticas àquelas publicadas por Fernandes & Carvalho (2006) e Gilbert & Saéz (2009) e Krapovickas *et al.* (2009) e estes autores, por sua vez, citam diversos outros autores como referências de tais afirmações.

A posição na paisagem a qual estão associadas cada uma das citadas espécies é mostrada na figura 10.24.

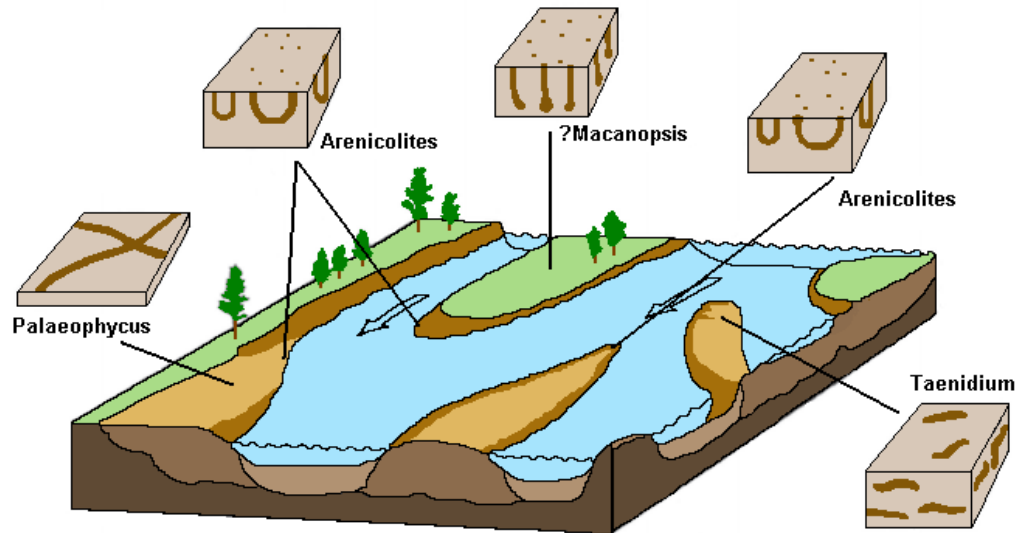


Figura 10.24 – Ambiente paleogeográfico colonizado por Palaeophycus, Arenicolites, Macanopsis e Taenidium. De acordo com os autores, esses fósseis são encontrados em planícies aluviais (retirado de Fernandes e Carvalho (2006).

Além dos vestígios de icnofósseis, são encontrados claros sinais de colonização vegetal através de bioturbações de tamanhos que variam de 4 mm a 2,5 cm. Os traços de raízes são caracterizados, e diferenciados de bioturbações de fauna, por bifurcações e diminuição gradual no diâmetro.

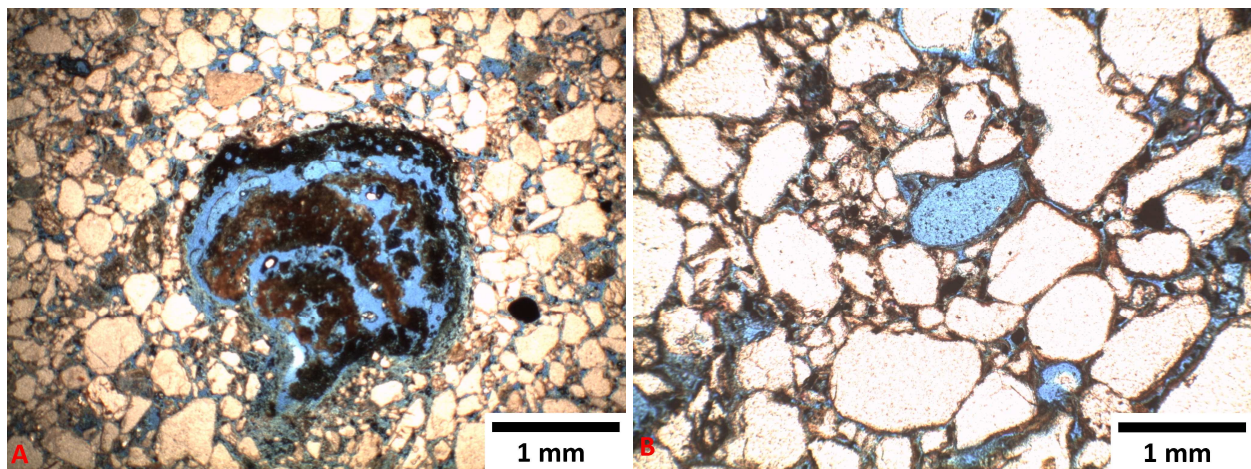


Figura 10.25 – A: bioturbação encontrada na amostra 1H1, com grãos do esqueleto orientados; B: Amostra 4H3 com bioturbação delimitada pelas bordas alisadas. A leste da bioturbação aparecem discretíssimos cutãs de argila.

Muitas destas bioturbações são resultantes de alteração na rizosfera, que de acordo com Fageria et al. (2009), se trata da parcela de solo imediatamente ao lado das raízes e que, portanto, possui um ambiente físico, químico e biológico particular. Dessa forma, na rizosfera ocorrem

importantes reações químicas relacionadas à redução/oxidação de minerais e outras mudanças físicas e químicas que promovem o desenvolvimento de solo.

No caso dos paleossolos da área de estudos em Duartina/SP, são encontrados evidentes rizoconcreções (figura 10.9, A;C), que são definidas por Klappa (1980), como acumulações pedogenéticas de minerais ao redor de raízes. Em alguns casos, são identificados acúmulos de carbonato de cálcio associado ou não com deposição de manganês (figura 10.9, B). No interior de algumas destas deposições ocorre formação de cristalárias verificadas em campo. Outra evidência bem destacada são crotovinas, que se tratam de bioturbações preenchidas por material diferenciado daquele existente na composição do horizonte onde se encontra (figura 10.9, D).

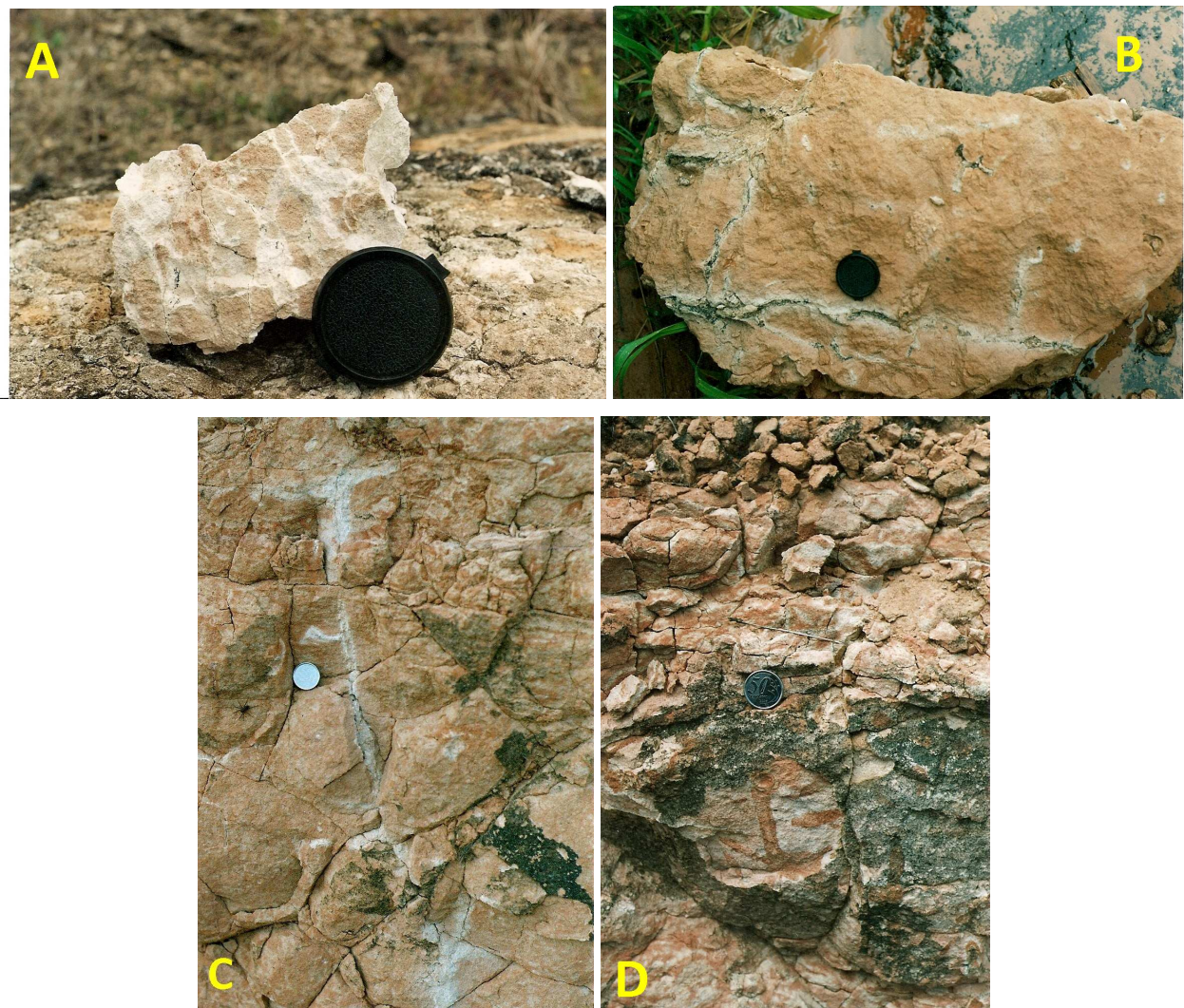


Figura 10.26 – A: colorações mais claras correspondem a rizoconcreções coletadas no horizonte 3H4; B: rizoconcreções bem definidas preenchidas por deposição de calcita e manganês, horizonte 3H5; C: Bioturbações com preenchimento de calcita e deruição do ferro na região da rizosfera, horizonte 3H2; D: Mosqueado e crotovinas bem evidentes com preenchimento de material diferenciado do restante do horizonte, horizonte 4H3.

11. Conclusões

O ambiente deposicional da Formação Marília, na região de Duartina se deu em ambiente de canais fluviais efêmeros, cuja afirmativa se apóia nos dados obtidos por Suguio (1973) ao utilizar a metodologia de SAHU. Além disso, as análises isotópicas de C^{13} e O^{18} , referendadas por parâmetros de diversos autores, comprovam a origem de calcretes à ambientes de canais fluviais.

Durante os processos deposicionais e posterior pedogênese, o paleoclima semi-árido e árido foi reinante. Entre os principais argumentos em que se baseia tal afirmação estão os argilominerais encontrados por diversos autores, entre eles a paligorskita, que está associada à ambientes de baixa pluviosidade.

Além da paligorskita, as amostras analisadas micromorfológicamente contém destacada quantidade de feldspatos, especialmente plagioclásios e microclínios, muscovitas, biotitas e em menor quantidade piroxênios. Estes minerais são importantes elementos de investigação, pois são facilmente intemperizáveis e, portanto, sua permanência no solo está ligada a baixos níveis de alteração do material.

Os cálculos do grau de intemperismo (CIA-K) e posteriormente, os valores de paleoprecipitação, devem ser vistos com ressalvas, uma vez que os valores encontrados através da metodologia de Sheldon et al. (2002), mostraram valores bastante elevados para as condições mineralógicas verificadas nas amostras, mesmo levando-se em consideração os desvios padrão estabelecidos pelos autores. Neste sentido, os perfis 3 e 5 apresentaram as maiores discrepâncias entre os graus de intemperismo.

Parcela dos horizontes que mostram maiores índices de paleoprecipitação foram classificados, em campo, como *Paleogleis*, que aparentemente se tratavam de regiões mais rebaixadas do terreno e que por esta razão puderam sofrer alterações por hidromorfia, como mosqueamentos verificado em campo e alterações mineralógicas. Estas alterações, aparentemente, induzem a cálculos de precipitação acima dos valores reais.

A disponibilidade de água no terreno, de acordo com a topografia do mesmo, foi a definidora das alterações físico-químicas e manteve a estabilidade do terreno entre eventos sucessivos de deposição efêmera, os quais eram intercalados por períodos de avanço dos processos pedogenéticos, evidenciados por estrutura (planar, blocos, prismática), nódulos

carbonáticos, cristalárias, bioturbações, rizoconcreções e cutãs. A origem pedogenética dos calcretes é evidenciada, também, pela configuração tipo Beta, de Wright (1992), caracterizada por feições biogênicas (marcas de raízes e tocas). Em relativa quantidade de nódulos, especialmente os carbonáticos, o material matricial é idêntico àquele encontrado no esqueleto dos horizontes, estes seriam indicações de processos autigênicos durante a pedogênese (Monge et al., 1991).

O conteúdo fóssil fornece evidências fundamentais para o reconhecimento do ambiente paleogeográfico em questão, já que parte dos icnofósseis encontrados apresentam feições idênticas àquelas encontradas e descritas por diversos autores. Esses icnofósseis permitem afirmar que o ambiente da área dos afloramentos se tratava de um ambiente de canais fluviais efêmeros com deposição aluvial em ambientes de clima seco.

As relações molares comprovaram a origem de deposição e pedogênese em ambiente de baixa pluviosidade. Os valores de MnO , TiO_2/Al_2O_3 encontrados nas amostras são compatíveis com aqueles encontrados e interpretados por autores que os utilizam como indicativos de ambientes de climas secos. No entanto, a relação Mn/Fe apresentou valores diferentes daqueles encontrados por Suguio (1973), o que indicaria maior variação de pH e Eh ao longo do processo de deposição. Tais diferenças podem ser justificadas mediante o número de amostras utilizadas pelo autor para este fim, somente 4, enquanto no presente trabalho foram analisadas 24 amostras.

Outras relações molares ($CaO + MgO/Al_2O_3$ e $Al_2O_3/CaO + MgO + Na_2O + K_2O$) foram de grande valia na avaliação dos depósitos da Formação Marília e comprovaram a existência de ambiente com baixa disponibilidade de água, como defendido por diversos autores.

12. Bibliografia

ALMEIDA F.F.M. Fundamentos geológicos do relevo paulista. Instituto Geográfico e Geológico, Governo do Estado de São Paulo, São Paulo, 1964.

ALMEIDA M.A. ; STEIN, D. P.; MELO, M.S. BISTRICHI, C.A.; PONÇANO, W.L.; HASUI, Y. & ALMEIDA F.F.M. de Geologia do oeste paulista e áreas fronteiriças dos estados de Mato Grosso do Sul e Paraná. Mesa Redonda: A Formação Bauru no estado de São Paulo e regiões adjacentes. *In* - 31º Congresso Brasileiro de Geologia, Caburiú, 1980.

ANDREIS, R.R. Identificación e importancia geológica de los paleossolos. Editora da UFRGS, Porto Alegre, 1981.

ARAKEL, A.V. & MCCONCHIE, D. Classification and genesis of calcretes and gypsite lithofacies in paleodrainage systems of inland Australia and their relationship to carnotite mineralization. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 52, 4:1149-1170, 1982.

ARAKEL, A.V. Evolution of calcrete in palaeodrainages of the Lake Napperby area, Central Australia. *In*: A.R. Chivas, T. Torgersen, J. M. Eowler (Eds.). *Palaeoenvironment of Salt Lakes. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 54:283-303, 1986.

AZEVEDO, A.C. de & TORRADO, P.V. Esmectita, vermiculita, minerais com hidróxi entrecamadas e clorita. *In*: Química e mineralogia do solo. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, 2009.

BÁDIA, D.; MARTÍ, C.; ALACIO, E.; SANCHO, C. & POCH R.M. Soil evolution over the Quaternary period in a semiarid climate (Segre river terraces, northeast Spain). *Catena*, 77:165-174, 2009.

BARCELOS, J.H.; LANDIM, P.M.B & SUGUIO, K. Análise estratigráfica das seqüências cretácicas do Triângulo Mineiro(MG) e suas correlações com as do estado de São Paulo. *In*: Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, 1981.

BARCELOS, J.H. Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do estado de São Paulo. Tese de Livre docência, Unesp, Rio Claro, 1984.

BARCELOS, J.H. & SUGUIO, K. Correlação e extensão das unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru, definidas em território paulista e nos estados de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e Paraná. *In*: Simpósio Regional de Geologia, 6, Rio Claro. Atas, 313-321, 1987.

BATEZELLI, A. Análise da sedimentação Cretácea no Triângulo Mineiro e sua correlação com áreas adjacentes. Tese de Doutorado, Unesp, Rio Claro, 2003.

BRANDT NETO, M., PETRI, S. & COIMBRA, A.M. Consideração sobre a estratigrafia e ambiente de sedimentação da Formação Bauru. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Anais, Recife, 1978.

BRITO, I.M.O Cretáceo e sua importância na geologia do Brasil. Editora UFRJ, Rio de Janeiro, 1990.

CASTRO, S.S.; COOPER, M.; SANTOS, M.C. & VIDAL TORRADO, P. Micromorfologia do solo: bases e aplicações. Tópicos de ciência do solo, 3:107-164, 2003.

CASTRO. S.S. Micromorfologia de solos – Bases para descrição de lâminas delgadas. Material de referência do curso de Micromorfologia de solos – IG UNICAMP. Campinas, 2008.

CANDEIRO, C.R.A. Geologia e paleontologia de vertebrados da Formação Marília (Neomaastrichtiano) no sítio paleontológico de Peirópolis. Revista Caminhos de Geografia, vol. 16, Uberlândia, 2005.

CARVALHO, I.S. Paleontologia – Conceitos e Métodos. Editora Interciência, 3^o edição, vol. 1, Rio de Janeiro, 2010.

COIMBRA, A.M. Arenitos da Formação Bauru: estudo de áreas fonte. Dissertação de mestrado, USP, São Paulo, 1976.

COIMBRA, L.A. A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e no Pontal do Paranapanema (SP): os Grupos Bauru e Caiuá. Dissertação de mestrado. São Paulo, 1992.

DAL BÓ P. F.F & 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, 1:33-47, 2010.

DUNIWAY, M.C.; HERRICK, J. E. & MONGER, H. C. The high water-holding capacity of petrocalcic horizons. Soil Science Society of America Journal, Vol 71, 3:812-819, 2007.

DURAND, N., GUNNELL, Y., CURMI, P. & AHMAD, S.M. Pathways of calcrete development on weathered silicate rocks in Tamil Nadu, India: Mineralogy, chemistry and paleoenvironmental implications. Sedimentology Geology, 192:1-18, 2006.

EITEL, B.; EBERLE, J. & KUHN, R. Holocene environment change in the Otjiwarongo thornbush savanna (Northern Namibia): evidence from soils and sediments. *Catena*, 47:43-62, 2001.

ESPINOSA, R.J. & MILLÁN, J.J. Calcretes development in Mediterranean colluvial carbonate systems from SE Spain. *Journal of Arid Environment*, 53:479-489, 2003.

ESSINGTON, M.E. Soil and water chemistry: an integrative approach. Taylor & Francis e-Library, 2005.

FAGERIA, N.K.; ARAÚJO, A.P. & STONE, L.F. Mudanças químicas na rizosfera. In. Química e mineralogia do solo. Sociedade Brasileira de Ciência do solo, Viçosa, 2009.

FERNANDES, L.A. A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os Grupos Bauru e Caiuá. Dissertação de Mestrado, USP, São Paulo, 1992.

FERNANDES, L.A. Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

FERNANDES, L.A. & COIMBRA, A.M. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 30, São Paulo, 2000.

FERNANDES, A.C.S. & CARVALHO, I.S. Invertebrate ichnofossil from the Adamantina Formation (Bauru Basin, Late Cretaceous), Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, n° 9, 2:212-220, 2006.

FERNANDES, L.A. & COIMBRA, A.M. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, n°68, 2:195–205, 2006.

FERNANDES, L.A. Carcretes e registros de paleossolos em depósitos continentais neocretáceos (Bacia Bauru, Formação Marília). *Revista Brasileira de Geociências*, n° 40, 1: 19-35, 2010.

FULFARO, V.J. & SUGUIO, K. Problemas estratigráficos e evolução tectônica do Mesozóico da Bacia Sedimentar do Paraná. *Boletim Geomorfológico* 14 (27/28):113-116, Campinas, 1974.

FULFARO, V.J. & PERINOTO J. A.J. A Bacia Bauru: estado da arte. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 4, Águas de São Pedro, Boletim, 1996.

GARCIA, A.J.V., ROSA, A.S. & GOLDBERG, K. Paleoenvironment and paleoclimatic control on early diagenetic processes and fossil Record in Cretaceous continental sandstones of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. N° 19, p. 243 – 258, 2005.

GILBERT, J.M. & SAÉZ, A. Paleohydrological significance of trace fossil distribution in Oligocene fluvial-fan-to-lacustrine systems of the Ebro Basin, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 272, N° 3-4, p. 162-175, 2009.

GILE , L.H.; PETERSON, F.F. & GROSSMAN, R.B. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Science*, vol. 101, 5:347-360, 1966.

GHOSH, P.; BHATTACHARYA, S.K. & JANI, R.A. Palaeoclimate and palaeovegetation in central India during the Upper Cretaceous based on stable isotope composition of the palaeosol carbonates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 114:285-296, 1995.

GODOY, M.C.T.F. de, ZANARDO, A., MARTIN-COCHER, P.X. do P., PERUSI, M. C., TSUCHIYA, I. Características do cimento dos depósitos sedimentares da Bacia Bauru: região de Presidente Prudente – SP. *Rev. Brasileira de Geociências*, vol. 25, n. 1, Rio Claro, 2006.

GODOY, D.F. de, HACKSPACHER, P.C., GUEDES, S., HADLER NETO, J.C. Reconhecimento da tectônica Mesozóica-Cenozóica da borda leste da Bacia do Paraná através da aplicação de traços de fissão em apatitas no domo de pitanga (sudoeste de Rio Claro, SP). *Rev. Brasileira de Geociências*, vol. 25. n. 1, Rio Claro, 2006.b

GOLDBERG, K. & GARCIA, A.J.V. Palaeobiogeography of the Bauru Group – a dinosaur bearing Cretaceous unit, Northeastern Parana Basin, Brazil. *Cretaceous Research*, n° 21, p 241 – 254, 2000.

GRAVINA , E.G., KAFINO, C.V., BROD, J.A., BOAVENTURA, G.R., SANTOS, R.V., GUIMARÃES, E.M. & JOST, H. Proveniência de arenitos da Formação Uberaba Marília (Grupo Bauru) e do garimpo do Bandeira: Implicações para a controvérsia sobre a fonte do Diamante do Triângulo Mineiro. *Rev. Brasileira de Geociências*, vol. 32, São Paulo, 2002.

HASUI, Y. & HARALIY, N.L.E. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Paranaíba. *Revista Geociências*, 10:67-77, 1991.

HEMBREE D.I. & HASIOTIS S.T. Palesols and ichnofossilsof the white river formation of Colorado: insight into soil ecosystems of the north American midcontinent during the Eocene-Oligocene transition. *Palaios* n° 22, vol. 2, pp 123 – 142, 2007.

IORI, F.V. & CARVALHO I.S. *Morrinhosuchus luziae*, um novo Crocodylomorpha Notosuchia da Bacia Bauru, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, n° 39, vol. 4, p 717 – 725, São Paulo, 2009.

IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Escala 1:500000. IPT. São Paulo, 1981.

KAMPF, N.; CURI, N. & MARQUES J.J. Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo; In *Química e Mineralogia do solo*. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa/MG, 2009.

KAPUR, S.; KARAMAN, C.; AKCA, E.; AYDIN, M.; DINC, U. FITZPATRICK, E. A.; PAGLIAI, M.; KALMAR, D. & MERMUT, A.R. Similarities and differences of the spheroidal microstructure in Vertissols from Turkey and Israel. *Catena*, 28:297-311, 1997.

KHADKIKAR, A.S., MERH, S.S., MALIK, J.N. & CHAMYAL, L.S. Calcretes in semi-arid alluvial systems: formative pathways and sinks. *Sedimentary Geology*, 116:251-260, 1998.

KHALAF, F.I. Occurrences and Genesis of calcrete and dolocrete in the Mio-Pleistocene fluvial sequence in Kuwait northeast Arabian Peninsula. *Sedimentary Geology*, N°199, p 129-139, 2007.

KIM, J.Y. & PICKERILL, R. Cretaceous Nonmarine Trace Fossils from the Hasandong and Jinju Formations of the Namhae Area, Kyongsangnamdo, Southeast Korea. *Ichnos*, vol. 9, 1:41-60, 2003.

KLAPA, C.F. Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27:613-629, 1980.

KLAPPA, C.F. A process-response model for the formation of pedogenic calcretes. *Geological Society, London, Special Publications*, 11:211-220, 1983.

KLEIN, C. & MIZUSAKI, A.M.P. Cimentação carbonática em reservatórios siliciclásticos – o papel da dolomita. *Rev. Pesquisas em Geociências*, vol. 34, n°1, Porto Alegre, 2007.

KRAPOVICKAS, V.; CICCIOLO, P.L.; MÁNGANO, M.G.; MARSICANO C.A. & LIMARINO C.O. Paleobiology and paleoecology of an arid-semiarid Miocene South American ichnofauna in anastomosed fluvial deposits. *Palaeo*, vol. 284, (3):129-152, 2009.

KRAUS, M.J. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews*, 47: 41–70, 1999.

KRAUS, M.J. & HASIOTIS, S.T. Significance of different modes of rhizolith preservation to interpreting paleoenvironmental and paleohydrologic settings: examples from Paleogene paleosols, Bighorn Basin, Wyoming, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 76: 633-646, 2006.

LADEIRA, F.S.B. Paleossolos Silicificados na Serra de Itaqueri-Itirapina/SP: Subsídios para a reconstituição paleoambiental. Tese de Doutorado, São Paulo, 2001.

LADEIRA, F.S.B. & DAL'BÓ, P.F.F. Ambientes paleoclimáticos da Formação Marília baseado em análise paleopedológica na região de Monte Alto. *Revista Geociências*, vol. 35, Rio Claro, 2006.

LADEIRA, F.S.B. Solos do passado: Origem e identificação. *Revista da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo*, Vol. 34, nº 6, 2010.

LANDIM P.M.B. & SOARES, P.C. Estratigrafia da Formação Caiuá. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Anais, Ouro Preto, 1976.

MACHADO, F.B. Geologia e aspectos petrológicos das rochas intrusivas e efusivas mesozóicas de parte da borda leste da Bacia do Paraná no estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Rio Claro, 2005.

MACHADO, F.B., NARDY, A.J.R., MELO, R.P. de, OLIVEIRA, M.A.F. de, SQUISATO, E. As rochas intrusivas da Formação Serra Geral na porção leste da Bacia do Paraná no estado de São Paulo: aspectos petrológicos e geoquímicos – resultados preliminares. *Rev. Geociências*, Rio Claro, 2005.

MAGALHÃES, M.O.L.; LIMA, L.S.; GOULART, A.C.O.; LIMA, E.S.A.; ZONTA, E. & SOBRINHO, N.M.B.A. Avaliação da solubilidade do bário em gleissolo sob condição de oxidação e de redução. *Reunião Brasileira de Fertilidade do Solo e Nutrição de Plantas*, 29, *Reunião Brasileira sobre Micorrizas*, 13, *Simpósio Brasileiro de Microbiologia do Solo*, 11, *Reunião Brasileira de Biologia do Solo*, 8, Guarapari/ES, 2010.

MANZINI, F.F.O Cretáceo da região de Monte Alto – SP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, 1990.

Mapa Geomorfológico do estado de São Paulo. Jurandir L.S. Ross e Isabel C. Moroz, São Paulo: USP e IPT, 1997.

Mapa Pedológico do estado de São Paulo: legenda expandida – João Bertoldo de Oliveira et al. Campinas: Instituto Agrônômico de Campinas; Rio de Janeiro: EMBRAPA – Solos, 1999.

MAYNARD, J.B. Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. *Journal of Geology*, 100:279-29, 1992.

MELO, V.F.; CASTILHOS, R.M.V. & PINTO, L.F.S. Reserva mineral do solo. In – Química e mineralogia do solo. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, 2009.

MEZZALIRA, S. Contribuição ao conhecimento da estratigrafia e paleontologia do Arenito Bauru. Instituto Geográfico e Geológico, Boletim nº51, São Paulo, 1974.

MEZZALIRA, S. Aspectos Paleoecológicos da Formação Bauru. In. Mesa Redonda: A Formação Bauru no estado de São Paulo e regiões adjacentes. Publicação SBG/ São Paulo, nº 7, São Paulo, 1981.

MEZZALIRA, S. & ARID, F.M. Contribuição Preliminar à Bioestratigrafia da Formação Bauru. In. Mesa Redonda: A Formação Bauru no estado de São Paulo e regiões adjacentes. Publicação SBG/ São Paulo, nº7, São Paulo, 1981.

MILANI, E.J. 1997. Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e seu Relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental. Tese de doutorado, Instituto de Geociências – UFRGS, 1997.

MILONISANTUCCI, R. & BERTINI, R.J. Distribuição paleogeográfica e biocronológica dos Titanossauros (saurischia, sauropoda) do Grupo Bauru, Cretáceo Superior do sudeste brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências*, nº31, vol. 3, 2001.

MIZUSAKI A.M.P., MELO, J.H.G., VIGNON LELARGE M.L. & STEEMANS, P. Vila Maria Formation, Paraná Basin, Brazil – An example of integrated geochronological and palynological dating. *Geological Magazine*, Cambridge, vol. 139, 4:453-463, 2002.

MORAD, S. Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. International Association of Sedimentologists Series, special publications, 26:1-26, 1998.

MORGUN NOBLES, M.; WILDING, L.P. & MCINNES, K.J. Soil structural interfaces in some Texas Vertisols and their impact on solute transport. *Catena*, 54:477-493, 2003.

MUÑIZ, F. & MAYORAL, E. *Macanopsis plataniformis* nov. ichnosp. from the Lower Cretaceous and Upper Miocene of the Iberian Peninsula. *Geobios*, vol. 34, 1:91-98, 2001.

NARDY, A.J.R., MACHADO, F.B., OLIVEIRA, M.A.F. de. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 38, nº 1, São Paulo, 2008.

NASH, DAVID J. Arid Geomorphology. *Progress in physical geography*. nº23, 2:284-303, 2003.

NEWELL, A.J. Calcrete as a source of heterogeneity in Triassic fluvial sandstones aquifers (Otter Sandstone Formation, SW England). *Geological Society, Special publications*, 263:119-127, 2006.

OLIVEIRA, L.O. A. Aspectos da Evolução Termodinâmica da Bacia do Paraná no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, nº 19, 3:330-342, São Paulo, 1989.

OLIVEIRA, J.B. de. *Pedologia Aplicada*. Fealq, Jaboticabal, 2005.

PAQUET, H. & MILLOT, C. Geochemical evolution of Clay minerals in the weathered products and soils of Mediterranean climates. In. *International Clay Conference*, p. 199-202, Madrid, Spain, 1972.

PARCERISA, D.; GOMEZ-GRAS, D. & MARTÍN-MARTIN, J.D. Calcretes, oncolites and lacustrine Limestones in Upper Oligocene aluvial fans of the Montgat área (Catalan Coastal Ranges, Spain). *Geological America of Society, Special Papers*, 416:105-117, 2006.

PAULA E SILVA, F. de; CHANG, H.K.; CAETANO CHANG, M.R. Perfis de referência do Grupo Bauru (K) no estado de São Paulo. *Rev. Brasileira de Geociências*, vol. 22, São Paulo, 2003.

PAULA E SILVA, F. de. *Geologia de subsuperfície e hidroestratigrafia do Grupo Bauru no estado de São Paulo*. Tese de Doutorado, Unesp, Rio Claro, 2003.

- PETRI, S. & FULFARO, V.J. Geologia do Brasil. Editora T. A. Queiroz-Edusp, 1983.
- PETRI, S. Brazilian cretaceous paleoclimates: evidence from Clay-minerals sedimentary structures and palynomorphs. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(4):215-222, 1983.
- PIERINI, C. Caracterização de paleossolos aluviais em bacias sedimentares mesozóicas: determinação dos controles sedimentares e implicações paleoambientais. Tese de doutoramento, UFRGS, Porto Alegre, 2006.
- PIERINE C. & MIZUSAKI, A.M.P. Significados paleoambientais e paleoclimáticos dos paleossolos: uma revisão. *Rev. Pesquisas em Geociências*, vol. 34, n°1, Porto Alegre, 2007.
- PIRES, F.R.M. Formação Bauru: Controvérsias. In. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, vol. 54 (2), Rio de Janeiro, 1982.
- RAMAKRISHNAN, D. & TIWARI, K.C. REE chemistry of arid zone calcrete profiles- A case study from the Thar Desert, India. *Journal of Earth Sciences*, vol. 7, 97–103, 1998.
- REEVES (JR) C.C. Pliocene channel calcrete and suspenparallel drainage in West Texas and New Mexico. *Special Publications, Geological Society*, 11:179-183, 1983.
- RETALLACK, G.J. Paleosols in the upper Narrabeen Group of New South Wales as evidence of Early Triassic palaeoenvironments without modern analogues. *Australian Journal of Earth Science* 44:185-201, 1997.
- RETALLACK, G.J. *Soils of the past*. Blackwell Science, second edition, 2001.
- RIBEIRO, D.T.P. Diagênese das rochas do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru (Cretáceo da Bacia do Paraná), na região de Uberaba, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 37, n°1, São Paulo, 2001.
- RICCOMINI, C. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 27, São Paulo, 1997.
- ROBINSON, S.A., ANDREWS J.E., HESSELBO S. P., RADLEY J.D., DENNIS P. F., HARDING I.C. & ALLEN P. Atmosphere CO₂ and depositional environment from stable-isotope geochemistry of calcrete nodules (Barremian, Lower Cretaceous, Wealden Beds, England). *Journal of the Geological Society*, 159:215–224, Londres, 2002.

SANTOS, R.P. & GONHOMME, M.G. Datação K/Ar de argilas associadas às mineralizações e aos processos diagenéticos, em relação com a história da abertura do oceano Atlântico Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, nº23, 1:61-67, 1993.

SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C. de; SANTOS, H.G. dos; KER, J.C. & ANJOS, L.H.C. Manual de descrição e coleta de solo no campo. SBCS, Editora UFV, Viçosa/MG, 2005.

SGARBI, G.N.C. Paleogeografia e sedimentologia das rochas mesozóicas do oeste do estado de Minas Gerais: Bacia do Paraná, Arco do Alto Paranaíba e Bacia Sanfranciscana. Tese de Doutorado, UnB, 1997.

SGARBI, G.N.C. & DARDENE, M.A. Evolução climática do Gondwana nas regiões centro-sul do Brasil e seus registros geológicos continentais durante o Mesozóico, enfatizando o Arco do Alto Paranaíba, a borda NNE da Bacia do Paraná e a porção meridional da Bacia SanFranciscana, no oeste do estado de Minas Gerais. *Rev. Genomos*, nº4, 1:21–49, Belo Horizonte, 1997.

SHELDON, N.D.; RETALLACK, G.J. & TANAKA, S. Geochemical Climofunctions from North American Soils and Application to Paleosols across the Eocene-Oligocene Boundary in Oregon. *The Journal of Geology*, 110:687-696, 2002.

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

SILVA, D.R.A. Aplicação de métodos radiométricos (Rb-Sr e Sm-Nd) na análise de bacias sedimentares – o exemplo da Bacia do Paraná. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, UFRGS, 2006.

SILVA, D.G. da & CORRÊA, A.C. de B. Aplicação da micromorfologia de solos aos estudos de sedimentos quaternários: uma ferramenta para a reconstrução paleoambiental. *Revista Mercator*, 15:111-138, 2009.

SMITH, J.J.; HASIOTIS, S.T.; KRAUS, M.J. & WOODY, D.T. Relationship of floodplain echinocoenoses to paleopedology, paleohydrology as paleoclimate in the Wilwood Formation, Wyoming, during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Palaios*, 23:683-699, 2008.

SOARES, P.C.; LANDIM. P.M.B.; FÚLFARO, V.J.; SOBREIRO NETO, A.F. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no estado de São Paulo: Grupo Bauru. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 10, São Paulo, 1980.

SQUISATO, E. A Formação Serra Geral na porção centro-norte do estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Unesp, Rio Claro, 2008.

SUGUIO, K. Formação Bauru – Calcários e sedimentos detríticos associados. Tese de Livre Docência, USP, São Paulo, 1973.

SUGUIO, K.; BARCELOS, J.H.; MATSUI, E. Significados paleoclimáticos e paleoambientais das rochas calcárias da Formação Caatinga (BA) e do Grupo Bauru (MG/SP). In. Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, vol. 1, Camboriú, 1980.

SUGUIO, K. Fatores paleoambientais e paleoclimáticos e subdivisão estratigráfica do Grupo Bauru. In. Mesa Redonda: A Formação Bauru no estado de São Paulo e regiões adjacentes. Publicação SBG/ São Paulo, n°7, São Paulo, 1981.

SUGUIO, K. & BARCELOS, J.H. Paleoclimatic evidence from the Bauru Group, Cretaceous of the Paraná Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 13, São Paulo, 1983.

SUGUIO, K. & BARCELOS, J.H. Calcretes of the Bauru Group (Cretaceous), Brazil: petrology and geological significance. *Boletim do Instituto de Geociências da USP*, vol. 14, São Paulo, 1983.

SUGUIO, K. The Brazilian Cretaceous climates in the context of global climatic changes. *Boletim do 4º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, Rio Claro, 1996.

SUGUIO, K. Mudanças Ambientais da Terra. Instituto Geológico. Governo do Estado de São Paulo, São Paulo, 2008.

TALMA, A.S., & NETTERBERG, F. Stable isotope abundances in calcretes. *Geological Society, Special Publications*, 11:221-233, Londres, 1983.

TEGAN, J.R. Potential Evolutionary Significance of Meniscate Trace Fossils (Beaconites/Taenidium), from the Lowville Limestone (Upper Ordovician), Mohawk Valley, New York. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, Vol. 40, 6:231-239, 2008.

TORRES, M. Rochas basálticas da Formação Serra Geral no município de Araçatuba. Esatdo de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Unesp, Rio Claro, 2005.

TSATSKIN, A. & RONEN, A. Micromorphology of a Mousterian paleosol in aeolianites at the site Habonin, Israel. *Catena*, 34:363-384, 1999.

VASCONCELLOS, F.M. de & CARVALHO, I.S. Condicionante etológico na tafonomia de *Uberabasuchus Terrificus* (Crocodylimorfes Peirosauridae) da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). *Revista Geociências*, nº2, 25:225 – 230, São Paulo, 2006.

VASTONE, S. The influence of climatic change on exposure surface development a case study from the late dinantian of england and wales. *Geological Society Special Publications*, 107:281-301, 1996.

WRIGHT, V.P. A micromorphological classification of fossil and recent calcic and petrocalcic microstructures. In: L.A. Douglas (Ed.). *Soil micromorphology: a basic and applied science*. Developments in soil science, vol. 19. Elsevier, Amsterdam, 401-407, 1990.

WHIGHT, V.P. & TUCKER, M.E. Calcretes: na introduction. *International Association of Sedimentologists Reprint Series*. 2:1-22, 1991.

WRIGHT, V.P. Paleopedology: Strtigraphic relationship and empirical models. In: MARTINI, I.P. & CHESWORTH, W., eds. *Weathering, soils e paleosols*. Amsterdan, Elsevier, 475-499, 1992b.

WRIGHT, V.P. Paleosol recognition: a guide to early diagenesis in terrestrial settings. *Developments in sedimentology*, 47:591-619, 1992.

ZALAN, P.V., WOLF, S., CONCEIÇÃO, J.C.J., ASTOLFI, M.A.M., VIEIRA, I.S., APPI, V. T. & ZANOTTO, O. A. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná, In: *Atas do III Simpósio Sul-Americano de Geologia*, Curitiba, 1987.

ZARZA, A.M.A. Palaeoenvironmenal significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological Record. *Earth Science Reviews*, 60:261-298, 2003.

Anexo 1

Descrição de campo na Região de Duartina Estrada Duartina-Marília – SP 294

Perfil 1: Topo do Afloramento

Localização: 0656251 / 7531065 / 614 m

Horizonte 1: 0-34 cm (Btca1)

Topo do horizonte está decapitado e começa a apresentar gramíneas, estando muito alterado pela pedogênese atual.

Cor: 5YR 7/4 predomina, com porções mais brancas

Textura: Arenosa, formada por grãos finos a médios, baixo grau de seleção, sub-arredondadas. Há seixos esparsos, sub-angulosos de 2 a 3 cm, de quartzo e quartzito.

Estrutura: Planar, muito grande, muito dura, que se desfaz em blocos angulosos grandes.

Bioturbação: Rara, formato tubular de 0-3 mm de diâmetro. Com uma fina película nas paredes de CaCO₃. Não é possível distinguir se animal ou vegetal

Sem Cerosidade

Cimentação por CaCO₃, apesar de ser pouco reativo ao HCl.

Existem nódulos carbonáticos transportados de cerca de 1,5 cm e observa-se halos de formação de nódulos.

Tanto halos quanto nódulos são: fortemente reativos ao HCl, são brancos esféricos, duros, poucos e as dimensões dos halos vão de 3 a 5 mm.

- as bordas dos halos vão de claras a difusas
- ocorrem nódulos argilosos 10YR 5/8, provavelmente transportados, apesar de angulosos
- as bordas são abruptas e vão de 2 cm a 2 mm
- são comuns, fortemente reativos ao HCl e intraformacionais

Transição Clara e Plana

Horizonte 2: 34-67/74 cm (Btca2)

Cor: Horizonte com cores variegadas 5YR 6/8; 5YR 4/6; 2,5YR 6/8 e porções esbranquiçadas 10YR 8/1. Notando-se que as cores esbranquiçadas parecem avançar sobre as outras.

Textura: Areia fina com raros grãos médios. Não se observa seixos.

Estrutura: estrutura em blocos angulares, bem desenvolvidos, média entre 6-7 cm, muito duros, decorrente da estrutura há feição ruiniforme.

Porosidade comum de bioturbação, normalmente preenchida por CaCO₃, em formato tubular de 4 a 15 mm de diâmetro, bordas alisadas e nítidas.

Cerosidade: Cerosidade ao longo das estruturas, comum, do tipo coatins, nítidas de argila, muito duro.

As porções vermelhas não são reativas ao HCl e as brancas são fortemente reativas.

Bioturbação: inclui a presença de raízes, pois, há bifurcação com redução de diâmetro

Não há formação de nódulos. Há apenas eventuais risoconcreções e em uma delas há morfologia septária. Nas séptas há calcita esparfítica.

Transição Clara e ondulada

Horizonte3: 67/74-316 cm (C)

Cor: Cores variegadas 2,5YR 7/6; 2,5YR 8/1, sendo a 1º cor a principal.

Textura: Areia fina com poucos grãos de areia média

Estrutura: Estrutura maciça

Não há porosidade, nem de bioturbações

Não há cerosidade e nem nódulos

Muito duro

Material fracamente reativo ao HCl

Corresponde ao horizonte C

Na porção superior do horizonte ocorrem algumas bioturbações de 8 a 10 mm, tubulares, preenchidas por areia branca fortemente reativa ao HCl enquanto a matriz não é. Cristais de calcita formando cristalárias. A borda é mais rica em CaCO₃.

Transição Plana e Abrupta

Plano de Coleta

DP1H1: 0-34cm – Btca1 (?)

DP1H2: 34-67/74cm – Btca2

DP1H3: 67/74- 316cm – C

Horizonte 4: 316-337342 cm (A/Btca)

Cor: Cores variegadas, sendo a principal 2,5YR 7/4 e porções brancas 10YR 8/1. Associadas as porções brancas ocorrem filamentos negros de manganês.

Textura: Areia fina e média sendo mais grosseira que o horizonte superior, aparecia de horizonte maciço, entretanto, percebe-se PEDS esféricos que parecem estrutura Crumb de 1 a 2 cm, predominantemente, mas também milimétricas e entre elas há CaCO₃.

Este material rompe-se na forma de pequenos blocos angulosos de até 2 cm.

Porosidade: porosidade corresponde a bioturbação, de forma tubular, comuns, de 5mm de diâmetro, preenchidas por CaCO₃?

Bordas nítidas

Sem cerosidade

Muito Duro

Cimentado, provavelmente, por CaCO₃, apesar de não haver reação com parte das amostras, entretanto, a outras fortemente reativas ao HCl.

Não há formação de nódulos, entretanto, entre os PEDS ocorre formação de películas de material esbranquiçados.

Transição Clara e Ondulada

Horizonte 5: 337/342-431 cm (Btca)

Cor: cor principal 2,5YR 6,5/4

Películas esbranquiçadas 10YR 8/1

Filamentos associados as porções brancas

Estrutura: estrutura prismática grande, de 15 cm, que se rompe em blocos angulosos grandes

Porosidade: bioturbações poucas, de raízes de 4 mm preenchidas por material vermelho, o centro está preenchido por material branco

Textura: areia fina e média como o anterior

No entorno dos PEDS há películas brancas fortemente reativas ao HCl, podendo corresponder a cutãs muito duro, cimentado por CaCO₃, violentamente reativo ao HCl em todas as porções, incluindo as vermelhas, sem nódulos

A base do horizonte corresponde a um corte

Coleta de amostras

DP1H4: 316/337-342

DP1H5: 337/342-431

Foi selecionado outro corte para continuidade da descrição que fica a 57 metros do perfil anterior. Através da topografia, identificou-se o horizonte 5 que deve ser acrescido de 56cm. No perfil 2 este horizonte não será descrito, iniciando a descrição pelo horizonte subjacente

Perfil 2

Localização: 0656256 7531044

Horizonte 1: 0-72 cm (C)

Horizonte em contato claro e suavemente ondulado com horizonte 5, podendo-se perceber a penetração da estrutura prismática neste horizonte, onde ela gradualmente perde nitidez.

Esta transição chega a 20cm.

Cor: 7,5YR 7/4 principal; 10R 6/4

Textura: areia fina/média

Sem estrutura.

Muito firme.

Sem cerosidade e sem porosidade.

Sem nódulos de concreções.

Trata-se do horizonte e do perfil superior, onde se observa a presença de clastos de argila intraformacionais que aumentam em direção a base até formar um nível, formado apenas por estes clastos, que corresponde a base deste horizonte e deste perfil.

Não reativo ao HCl.

Na camada de clastos ocorre um cimentante muito reativo ao HCl, camada esta que possui 9 cm de espessura.

Transição abrupta e plana

Horizonte 2: 72-110 cm (Btca)

Cor: Cor predominante 10R 6/6; com porções 10R 8/1

Textura: areia fina média.

A porção superior do horizonte está truncada pelos depósitos de clastos intraformacionais.

Estrutura: prismática com 18 cm de espessura, que se desfaz em blocos angulosos de 5 a 8 cm, bem desenvolvidos, em alguns pontos do entorno ocorre cerosidade do tipo coaltins e argila.

A porosidade é do tipo tubular de até 8 mm preenchidas, não abundantes, bordas claras.

Muito duro.

Sem nódulos

Há marcas nítidas de raízes com características descritas anteriormente a reação ao HCl é exclusiva de algumas superfícies de PEDS.

No interior dos PEDS a reação é pequena.

Transição difusa e plana

Horizonte 3: 110-229 cm (C)

Trata-se de horizonte C

Percebe-se a invasão da estrutura do horizonte superior, que gradualmente desaparece.

Cor: 10R 7/6; com películas brancas ao longo de fraturas.

Textura: areia fina média, entretanto, conta com clastos de argila formando níveis horizontalizados a 12 cm do topo do horizonte a 54 cm do topo do horizonte surge uma camada totalmente formada por clastos de argila onde se observa um acamamento inclinado poderia ser herança da deposição.

Não há estrutura, nem bioturbação, nem nódulos e a reação ao HCl é exclusiva das películas brancas ao longo das fraturas.

Coleta de Amostras

DP2H1: 0-72

DP2H2: 72-110

DP2H3: 110-229

Perfil 3

Localização: 0656225

7531057

615m

O perfil 3 será descrito no corte mais próximo da rodovia que vai até a base da rodovia.

Horizonte 1: 69-82 cm (Bt)

Cor: 10R 7/6 cor principal e porções esbranquiçadas aparentemente associadas a bioturbações de cor 7,5YR 8/2.

Textura: areias finas com alguns grãos de areia média sem diferenciação entre partes vermelha e branca.

Estrutura: estrutura em blocos angulosos de 8 a 11cm que se desfaz em blocos menores bem desenvolvida, muito firme.

Porosidade: de forma tubular com diâmetro de 3 a 6 mm, algumas de raízes com certeza e alguns estão preenchidas por calcita esparítica e outros por areia.

Sem cerosidade, muito duro.

Apesar de duro não apresenta reação ao HCl em nenhum ponto.

Sem nódulos.

Apenas as bioturbações preenchidas por calcita correspondem a rizoconcreções.

Este horizonte corresponde a base dos depósitos de clastos do perfil anterior, o contato é em discordância erosiva.

Transição abrupta, suavemente ondulada, apresentando uma fissura no contato

Horizonte 2: 69/82-131 cm (Btg1)

Cor: Horizonte mosqueado com manchas 7,5R 4/8; 7,5YR 8/1 e cor predominante 10R5/8, mostrando indicativos de hidromorfia.

Há bioturbações preenchidas por material vermelho cruzando verticalmente o horizonte3.

Textura: areia fina e aparentemente argila?

Estrutura: material se desfaz em blocos angulosos de 7 cm e se subdivide em blocos de 3 a 4 cm.

Lateralmente, no mesmo horizonte, há estrutura em blocos de 2 cm com muita cerosidade e cores muito claras 2,5YR 8/2, onde a cor vermelha desaparece indicando redução “total”.

A bioturbação corresponde a poros tubulares preenchidos de 2 a 5 mm com material branco e manganês na borda do poro, associado ao material branco.

Aparentando rizoconcreções ou crotovinas abundantes.

Por outro lado há grandes bioturbações preenchidas por areia formando crotovina não reativa ao HCl de coloração 10R 5/8 com dimensão de 12 mm de diâmetro, muito abundantes de morfologia preferencialmente vertical com algumas laterais.

Devido ao corte, não é possível observar a que correspondem estas bioturbações.

Muito duro, sem nódulos, não reagente ao HCl em nenhum ponto.

Transição Clara e Ondulada

Horizonte 3: 131-185 cm (Btg2)

Cor: 10R 7/8 como cor principal, entretanto, há manchas esbranquiçadas 10YR 8/1 e grande quantidade de bioturbações preenchidas 10R 4/8 e 10R5/8.

Textura: areia fina média.

Estrutura: em blocos de 15 cm que se desfazem em blocos menores, angulosos, menos desenvolvidos que o horizonte 1, muito firmes.

Porosidade: corresponde a pedotúbulos tubulares que chegam a ultrapassar 30% do horizonte, normalmente preenchida por material vermelho vivo. Bordas alisadas e nítidas de 4 a 18 mm de diâmetro tanto no sentido vertical quanto horizontal.

Eventualmente ocorrem túbulos preenchidos por calcita esparítica de 4 mm de diâmetro, com bordas nítidas, alisadas e com pontuações de manganês.

Há indícios de que alguns desses poros são de raízes e constituem crotovinas.

Não há cerosidade aparente.

Muito Duro.

As porções brancas e vermelho claras do fundo não são reativas. Os preenchimentos das crotovinas são levemente reativos e os preenchimentos por calcita são fortemente reativos.

Não há indício de formação de nódulos e concreções. Apesar de aparecerem nódulos de calcário de 2 cm na sua porção de base, estes parecem ser transportados. São Raros.

Transição clara e plana

Horizonte 4: 185-204 cm (C)

Horizonte em que aparece grande quantidade de nódulos carbonáticos que talvez correspondam a clastos intraformacionais (é mais provável). Onde se observa, especialmente em sua base, “nódulos” vermiformes parecidos com rizoconcreções. A quantidade aumenta em direção a base. Estes nódulos e rizoconcreções parecem ter gênese a partir do horizonte inferior, o que indica que estas rizoconcreções já eram ricas em CaCO_3 durante o momento da pedogênese.

Cor: cores variegadas 10R 7/8; 5YR 7/1 e porções brancas.

Material maciço.

Textura: areia fina com alguns grãos de médias e clastos de nódulos e rizoconcreções que podem chegar a 2 cm.

Muito duro.

Sem porosidades.

Matriz não reativa ao HCl.

Nódulos e concreções fortemente reativas.

Nódulos e rizoconcreções variam de 2 mm a 2cm, muito duros e bordas nítidas, sendo facilmente destacáveis, formas irregulares para nódulos e tubulares para rizoconcreções.

Transição Abrupta e Plana Mascarando uma discordância.

Horizonte 5: 204 – 286/296 cm (Btca)

Cor: 10R 6/8 com porções brancas de bioturbação 10YR 8/1 e junto destas, cores negras de manganês.

Textura: Areia fina

Estrutura: estrutura em blocos, pouco desenvolvidos, com 25 cm que se desfazem em blocos menores.

A porosidade corresponde a bioturbações tubulares preferencialmente verticais, mas algumas horizontais, sendo todas elas preenchidas por CaCO_3 , muito abundantes e em alguns pontos concentradas. Normalmente são grossas, ultrapassando 2 cm de diâmetro, sendo as de 2,5 cm as mais comuns e ocorrem algumas de 1,5cm. Estas rizoconcreções? Continuam para o horizonte inferior.

Eventualmente formam conjuntos unidos de 10 a 12 cm. Normalmente o núcleo é vermelho vivo e apresenta um fino córtex branco. Muito raramente aparecem bioturbações de 1cm, similares ao horizonte 3.

Muito duro

Sem cerosidade aparentemente

Matriz reagente ao HCl

Porções brancas não reagentes aos nódulos fortemente reagentes

Abundancia de nódulos/rizoconcreções que chegam em alguns pontos a 20% e dimensões que variam de 1 a 12 cm, duros, irregulares e por vezes tubulares, centro vermelho e córtex branco, fortemente reativos ao HCl. Alguns tem desenvolvimento vertical significativo.

Transição Difusa e plana

Horizonte 6: 286/296-326cm (Btca/C)

Horizonte com as mesmas características do anterior, entretanto, mais vermelho e a estrutura menos nítida, indicando ser um horizonte de transição com o C.

Cor: 10R 5/6 e 10R 5/8

Percebe-se uma redução dos nódulos de calcário, da bioturbação e esta bioturbação passa a ser preenchida pelo material vermelho, não reagente ao HCl. Provavelmente, a bioturbação é preenchida por material vermelho e posteriormente ocorre a calcificação desta.

Transição Clara e Plana

Horizonte 7: 326-402cm (C)

Trata-se de depósito, entretanto, sem estrutura sedimentar.

Cor: Cores variegadas, associadas aos grãos ocorrem cores 10R 7/6; esbranquiçadas 10R 8/1 e clastos argilosos 7,5R 4/8 e 2,5YR 4/6

Textura: Trata-se de material heterogêneo, com areia grossa e média, além de clastos de argila de 1 a 3 cm, maciço.

Sem marcas de raízes.

Corresponde ao horizonte C

Destaca-se que os depósitos são heterogêneos, ocorrendo desde níveis de areia fina até níveis formados por clastos de argila centimétricos.

Coleta de Amostras

DP3H1: 0-69/82

DP3H2: 69/82-131

DP3H3: 131-185

DP3H4: 185-204

DP3H5: 204-286/296

DP3H6: 286/296-326

DP3H7: 326-402

Perfil 4

O perfil 4 foi feito a 20,8 metros abaixo do perfil 3, ao longo da estrada. Através da topografia identificamos a base do último horizonte do perfil 3. Este contato é feito de forma erosiva.

Localização: 0656444 7531034 597m

Horizonte1: 0-53cm (Bt)

Cor: cores variegadas 10YR 8/2 principal e pontuações 10R 5/8; Argilã arrocheado 10R 6/2; Bioturbação preenchida por 10R 5,5/8 e porções brancas isoladas.

Textura: areia fina com abundância de areia média e grânulos de 2 mm esparsos.

Estrutura: blocos angulosos pouco desenvolvidos de 15 cm que se desfazem em planares de 3 cm. Muito duro.

Porosidade: corresponde a formas tubulares que variam de 2 a 12 mm preenchidas por material vermelho vivo. Eventualmente aparecem tubos preenchidos por material branco de areia média com bordas negras de manganês. Porosidade abundante. Em algumas delas parece existir câmaras.

Cerosidade: ocorre abundante cerosidade ao longo dos PEDS do tipo *coaltins* arrochados. Em todo o horizonte a reação ao HCl é baixa e em alguns pontos não ocorre, nem nos cs.

Transição Clara e Plana

Horizonte 2: 53-159cm (Bg1)

Cor: Cores variegadas com predomínio de vermelho 10R 5/8 e no entorno deste, uma rede mais clara, caótico, de cor 10R 8/2.

Textura: areia fina com muitos grãos de areia média.

Estrutura: Pouco desenvolvida, com tendência de desenvolvimento horizontal do tipo laminar que se rompe em blocos angulosos que variam de 10 a 2 cm. Muito duro.

Fortemente reativo ao HCl, em todas as partes

*Existe relação com o de cima?

Bioturbação é comum, com 5mm de diâmetro, preenchida de calcita esparítica. Bordas nítidas e forma tubular.

Não sabemos se a morfologia irregular entre branco e vermelho corresponde a atividade biológica. Aparentemente nenhuma das porções forma tubos.

Ausência de cerosidade e de nódulos.

Transição clara e plana

Horizonte 3: 159-212/227cm (Bg2)

Horizonte similar ao superior, mas predomina a cor clara 10YR 8/2 e as vermelhas 10R 5/8 e 10R 4/8.

Textura: areia fina e média e nas porções brancas ocorre a concentração da areia média e nas vermelhas da areia fina.

Muito Duro

Estrutura: não há estrutura lógica aparente, apesar de fissuras indicarem formas planares de 30 e 15cm de altura e dentro destas desenha-se blocos angulosos grandes.

A bioturbação é na forma de tubos e são abundantes, predominantemente verticais e ocasionalmente horizontais, de 2 a 15 mm de diâmetro.

São circulares com limites nítidos e alisados, preenchidos por areia de cor vermelho vivo 10R 4/6.

Não há cerosidade, nem nódulos e nenhuma porção é reagente ao HCl.

A rede irregular formada por branco e vermelho não aparenta ser resultado de bioturbação.

Observação: em algumas bioturbações preenchidas parece existir diferentes momentos de deposição formando linhas concêntricas, parecendo cútans na lâmina.

Transição gradual e ondulada

Horizonte 4: 212/227-285cm (Big/C)

Horizonte mais homogêneo em termos de cor com predomínio de 10R 5/8 e porções 10R 6/4 e cores esbranquiçadas associadas a bioturbações 10TR8/1.

Textura: areia fina com alguns grãos de média.

Estrutura: pouco desenvolvida com blocos angulosos de 25 cm que se desfaz em blocos angulosos menores. Não há desenvolvimento de estruturas horizontalizadas.

Porosidade: corresponde a bioturbações de forma tubular, abundantes (menos que no horizonte superior) de 4 a 10 mm de diâmetro. Preenchidas por material branco que corresponde a areia.

Raramente aparecem bioturbações.

Preenchidas por material vermelho.

Observa-se que na borda da bioturbação o solo é claro, indicando redução e, provavelmente, raízes em condições de hidromorfia. Possuem crescimento preferencialmente vertical, com eventuais crescimentos horizontais.

Não há presença de nódulos, cerosidade e apenas o preenchimento das bioturbações é levemente reagente ao HCl e as cores formam mosqueamentos sutis.

Seria este um perfil de Gleissolo?

Transição clara e plana

Horizonte 5: 285-353cm (C)

Cor: horizonte com cores variegadas, sendo 10R 5/6 a principal e as demais 10R 6/2 e 5YR 7/2

Textura: areia fina e média com clastos milimétricos a centimétricos, similares a nódulos calcários.

Estrutura: ausência de estrutura e de bioturbação, na sua maior parte não reativo ao HCl, exceto os nódulos, estes sim fortemente reativos.

São nódulos de calcário, centimétricos, aparentemente transportados, correspondendo ao horizonte C.

Este horizonte está em contato, através da superfície erosiva, com outro horizonte sobreposto, rico em CaCO₃.

A base deste horizonte será o topo do perfil 5

Coleta de amostras

DP4H1: 0-53

DP4H2: 53-159

DP4H3: 159-212/227

DP4H4: 212/227-285

DP4H5: 285-353

Perfil 5

O perfil 5 será feito a 92 metros do perfil 4 ao longo da estrada

Horizonte 1: 0-76/91cm (Bca)

Cor: cor principal 10R 6/3 com porções esbranquiçadas 10R8/1. As porções brancas formam uma rede envolvendo as porções vermelhas de forma similar ao P1H4 e também ao horizonte superficial do cemitério de Itajá.

Quando exposto rompe-se em blocos com nítida preferência horizontal, inclusive lâminas brancas são comuns.

Quando observado de longe, as estruturas são laminares, quando se está próximo da amostra observa-se a estrutura granular de até 1 cm soldadas pelas porções brancas.

Textura: areia fina com grãos de média

As bioturbações são raras, sendo muito difícil observá-las no afloramento, pois no corte a estrutura granular pode ser confundida com bioturbação. A bioturbação observada tem 4mm de diâmetro e é preenchida por material branco.

As únicas porções fortemente reativas ao HCl são as porções vermelhas que correspondem a nódulos, o restante é pouco reativo, inclusive as porções brancas.

Cimentação por CaCO₃, muito duro.

Presença de nódulos carbonáticos com até 25 mm que perfazem cerca de 10% do volume. Duros, esféricos irregulares e discretos.

Cerosidade ausente.

Transição clara e ondulada

Horizonte 2: 76/91-152 cm (Bca/C)

Horizonte de coloração uniforme 10R 7/4.

Textura: Areia média predomina com areia fina

Estrutura pouco desenvolvida, tende a formar blocos prismáticos de 27 cm que se desfazem em blocos angulosos.

Bioturbação muito rara de 2 mm preenchida por areia, formato tubular e verticais.

Muito duro

Não reativo ao HCl e cerosidade ausente.

O que caracteriza o horizonte é a presença de grandes nódulos chegando a 20 cm e no contato com o horizonte inferior existem alguns horizontalizados de 40x20 cm. Esses nódulos possuem formas irregulares, alguns com desenvolvimento horizontal e outros vertical. São discretos, duros, vermelhos e fortemente reativos ao HCl.

Será que estão associados a bioturbação?

Alguns destes nódulos são semelhantes aos encontrados na Serra de Echaporã

A transição do horizonte é marcada pela presença desses nódulos, dispostos horizontalmente

Transição clara e plana

Horizonte 3: 152-223 cm (C)

Cor homogênea 10R 7/3

Bioturbação preenchida 10R 5/6

Não reagente ao HCL

Areia média

Sem estrutura

Eventuais bioturbações de diâmetro de 8 mm preenchidas por areia. Formato tubular, paredes alisadas, película branca no entorno, preferencialmente verticais e eventualmente horizontais.

Muito dura, mas menos que os horizontes superiores.

Trata-se de um C.

Transição abrupta e suavemente ondulada

Horizonte 4: 223-304 cm (Bss)

Cor: cor 10R 4/6 com manchas 10R 8/1, estas ao longo de fissuras.

As porções vermelhas apresentam areia fina, poucos grãos de média e argila, enquanto as porções brancas são formadas por grãos de areia mais grossa.

A estrutura é definida por planos de Slickenside que formam blocos de 8 mm (estrutura Muckara).

Sem nódulos

Nada reage ao HCl

Cerosidade muito abundante do tipo slickenside com estrias em diversas direções, aparentemente as fissuras preenchidas correspondem a momentos de ressecamento. Na superfície de contato superior há relevo gilgai.

Há porções onde o branco é mais predominante.

Atividade de bioturbação não é clara.

Na base deste horizonte c aparece um nível mais arenoso, com 17cm de espessura com marcas de estratificação. Abaixo aparece outro solo, mas o afloramento não auxilia sua descrição. A descrição termina aqui.

Anexo 2

Descrição micromorfológica

Lâmina 1H1

Amostra com grande quantidade de nódulos de argila em avançado estado de intemperização. Material pobremente selecionado, composto basicamente por quartzo e muitos grãos de feldspato, predominando granulometria de areia fina (70%) e média (30%), sendo o esqueleto, responsável por 70% da área da amostra.

A forma predominante é de blocos, com arredondamento subarredondado e rugosidade alisada. A distribuição de base é aleatória e a referida é do tipo não referida.

A distribuição relativa é do tipo quitonica, com material carbonatado ao redor de praticamente todos os grãos do esqueleto. As características são de material do tipo idiomorfo e polido. A organização do esqueleto é do tipo junção.

Os poros correspondem a 10% da lamina, sendo microporos, ortoporos (aparentemente)? Trata-se de ortoporos.

O plasma é formado por material argiloso de coloração vermelho escuro e porções em tom de bege, que se trata de plasma carbonático. O plasma carbonático existe ao redor de todos os grãos do esqueleto como uma fina película que os recobre.

Não possui orientação e ocupa cerca de 20% da lâmina.

A amostra tem grandes nódulos de argila, porém todos eles se apresentam em avançado estado de desmonte, fornecendo material argiloso para a amostra. Possuem forma arredondada e em sua maioria se tratam de nódulos típicos.

Lâmina 1H2

Amostra rica em pequenas bioturbações com forte preenchimento por material rico em CaCO_3 , formando uma massa recheada de cristais de quartzo envoltos por material carbonático.

Material moderadamente selecionado, composto, predominantemente, por granulometria de areia fina (70%) e um pouco de areia média (30%). Areia fina é muito dominante. No esqueleto, aparecem diversos grãos de quartzo com trincas e quebras. Muitas dessas trincas e quebras, se apresentam preenchidas por argila ou CaCO_3 . Existem grãos de feldspato, muscovita, biotita, ambos em pequenos fragmentos e aparece um rutilo.

Material composto basicamente de quartzo com grãos de feldspato intemperizados. Diversos grãos de quartzo com trincas e quebras, preenchidas, em sua maioria, por material argiloso ou carbonático, dependendo da porção da lâmina em que se encontram

Forma dos grãos: Blocos

Arredondamento: Variando entre subangular e subarredondado

Rugosidade: Alisada

Distribuição de base: Aleatória em toda a amostra e distribuição Referida: Não referida

Distribuição relativa: Gefúrica nas porções com menor concentração de carbonato de cálcio, neste caso o material ligante é composto basicamente por argila com pequenas manchas de CaCO_3 . Porfírica nas porções com maior concentração de CaCO_3 . Nesta última porção há porções em que é porfírica fechada, com material menor composto basicamente por CaCO_3 e outras porções que seriam porfírica aberta.

Características genético-evolutivas: Material idiomorfo e polido.

Organização do esqueleto: Conjunção, com variantes por associação e por cimentação nas áreas ricas em carbonato.

Nas porções com maior concentração de CaCO_3 , estas aparecem como agregados moderadamente desenvolvidos com grau de acomodação classificado como parcialmente acomodado.

Os poros por bioturbação são macroporos e os demais são mesoporos e microporos.

Aparecem ortoporos, que se encontram no contato entre o material mais cimentado por carbonato de cálcio e aquele mais rico em plasma argiloso. Nestes casos, parece ter havido uma abertura, possivelmente bioturbação, que foi posteriormente preenchida por material mais argiloso. Teria havido contração da argila e por isso a formação desses poros na borda do material? Metaporos, estes aparecem dentro das áreas com maior concentração de plasma argiloso.

Aparecem pedoporos nas porções mais adensadas e bioporos, estes últimos são distinguidos dos pedoporos (ausentes), pois nas suas bordas ocorrem material de menor granulometria mais adensado, indicando que foram comprimidos pela passagem de material biológico.

Plasma formado por material argiloso e CaCO_3 , mostrando-se clara separação entre essas porções na lâmina, uma vez que nas porções em que ocorrem maior concentração de carbonato, é muita baixa a concentração de plasma de argila.

Cutãs

Os cutãs são discretos e formados por Ferri-argilãs de tipo ligação.

Os nódulos são típicos e de material argiloso composto por grãos de quartzo e mais raramente cristais de CaCO_3 no interior.

Lamina 1H3

Lamina composta basicamente por grãos de quartzo. Verifica-se somente uma espécie de agregado formado por óxido de ferro ou argila com grãos de formato de agulha que podem ser de carbonato ou cericita (muscovita branca). Várias hornblendas, muscovita, biotita, microclinio.

Não foi encontrada nenhuma indicação de bioturbação e os poros existentes são todos resultantes do processo de sedimentação do material arenoso.

Os grãos variam entre areia fina (60%) e média (40%), com predominância de fina. Forma de blocos, Subangulares e subarredondados, com rugosidade ondulada/alisada.

Características genético-evolutivas: Material idiomorfo e polido.

A organização entre o esqueleto e o plasma se dá predominantemente por disjunção, porém existem porções pequenas onde ocorre conjunção por associação.

Distribuição aleatória, não referida com distribuição relativa do tipo Mônica como predominante, porém aparecem grãos do esqueleto com distribuição gefúrica ou quitônica.

Os poros são de tamanho de mesoporos e macroporos intergranulares simples do tipo pedoporos.

Aparecem alguns nódulos de argila com poucos e raros grãos de quartzo em seu interior, aparecem no meio do esqueleto, sem ligação com plasma

Existe baixa quantidade de CaCO_3 que aparece em poucas porções da lamina sempre cimentando dois ou 3 grãos de quartzo do esqueleto.

Lamina 1H4

Lâmina composta por grãos de quartzo com cimentação por carbonato de cálcio basicamente em toda a amostra.

Esqueleto formado predominantemente por areia fina (65%) com porções compostas por areia média (35%). Forma de blocos variando entre blocos subangulosos e subarredondados. Superfícies alisadas. Aparecem grãos de Plagioclásio Sódico-Calcico na classe da Albita ou Andesita, não foi possível concluir. Varias biotitas e muscovitas.

A distribuição de base é aleatória, não referida e a distribuição relativa é porfirica, sendo a massa que envolve os grãos é rica em carbonato de cálcio, havendo poucos e finos poros entre eles.

Características genético-evolutivas Morfológicas: Idiomorfo e Morfoscópicas: Polido

Organização funcional: Conjunção por cimentação.

Micro e mesoporos finos na maior parte da amostra.

Os poros são intergranulares simples.

Classe de alisamento: Ortoporos

Se trata de Pedoporos

A maior parte do material plasmático é formada por argila rica em carbonato de cálcio, havendo pequenas porções com concentração de material argiloso rico em ferro.

Aparecem nódulos de argila, típicos. Em alguns casos, aparece material quartzoso no meio da massa.

Lamina 1H5

Lamina rica em grandes poros que sugerem ter origem na própria estrutura da rocha sedimentar.

Formado basicamente por quartzo, ocasionalmente os grãos aparecem trincados e quebrados.

Aparecem grãos de quartzo intemperizados. Pouco feldspato, horniblenda e muscovita.

Esqueleto

Formado por areia fina (60%) e média (40%), com predominância de fina.

As formas dos grãos variam entre blocos e poliedros.

O grau de arredondamento varia entre angular e subangular para aqueles de forma de Poliedros e subangular e subarredondado para aqueles no formato de blocos. Em ambos os casos, a rugosidade é alisada.

A distribuição de base é aleatória, a referida é não referida e a distribuição relativa é do tipo Mônica nas porções com maior espaçamento entre os grãos e variando entre gefúrica e quitônica naquelas porções de esqueleto mais adensado.

A relação genético-evolutiva do esqueleto é do tipo idiomorfo. E a característica morfoscópica é do tipo polido.

A organização funcional é do tipo Disjunção, nas porções com maior espaçamento entre os grãos do esqueleto e do tipo conjunção por associação naquelas porções mais adensadas.

Aparecem grandes macroporos nas porções menos adensadas e mesoporos e microporos nas porções mais adensadas, sendo em todos os casos do tipo intergranular simples.

Existem grandes poros do tipo ortoporos e poros menores, nas porções mais adensadas, que devem ser metaporos de movimentação mecânica do material, uma vez que não há material

diferente daqueles adjacentes, a largura dos canais não é constante e não há maior ou menor quantidade de carbonato de cálcio que possa ser verificada pela lâmina.

O plasma é formado por material argiloso rico em ferro, coloração vermelho-alaranjado bem definido. Não apresenta orientação alguma e concentra nas porções onde há maior adensamento de material matricial

Os cutãs são do tipo grãos livres. São de natureza de ligação.

De acordo com sua natureza, são Ferri-argilãs de coloração vermelho alaranjado.

Nódulos de carbonato de cálcio. Aparentemente o carbonato está misturado com algum outro material de granulometria muito pequena, uma vez que na análise micromorfológica aparece um material fino (parecido com plasma argiloso) de coloração bege claro.

Lamina 2H1

Lamina composta basicamente por quartzito Foram encontrados muitos grãos de feldspato. Praticamente todos os grãos maiores estão quebrados em vários pedaços menores. Muscovitas e biotitas.

Esqueleto formado prioritariamente por areia fina (80%), com grãos de média (20%).

A forma dos grãos é do tipo blocos, com grau de arredondamento variando entre Subangulares e subarredondados, com rugosidade alisada.

A distribuição de base é do tipo aleatória, não referida. A distribuição relativa se divide entre Mônica e gefúrica, sendo a gefurica predominante.

As características genético-evolutivas morfológicas do esqueleto se classificam como material idiomorfo, e as morfoscópicas o classificam como polido.

A organização funcional do material matricial se divide entre Disjunção do tipo empilhamento e Conjunção do tipo associação, sendo o segundo o predominante.

Plasma

O plasma é formado por material manchado, com estrutura plásmica asséptica. A orientação referida é do tipo superfície de grão. A orientação relativa é do tipo argilasséptica.

Os poros correspondem a aproximadamente 20% da lâmina.

A maior parte dos poros encontrados seria classificada como micro e mesoporos, no entanto, aparecem algumas porções com grandes poros do tipo macroporos médio. Todos os micro e mesoporos são intergranulares simples.

Todos devem ser ortoporos, de classe pedoporos, uma vez que não se percebe nenhuma atividade biológica no material.

A lâmina apresenta muitos nódulos argilosos típicos e concreções contendo pequenos grãos de quartzo e ocasionalmente, traços de carbonato de cálcio. Muitos nódulos estão se desfazendo e parte da argila está sendo distribuída entre os grãos próximos.

Dessa forma, muitos seriam classificados com formas externas disjuntiva e outros como agregado.

Lamina 2H2

Material composto basicamente por quartzo. Presença de muscovita, clinopiroxênio. Anfibólio de hábito ripiforme, euhédrico, ângulo de extinção de 10°, sem pleocroísmo, cor amarelo vivo. Biotita e muscovita.

Predomina areia fina (85%), com grãos esparsos de areia média (15%). Material bem selecionado. Formas típicas variando entre blocos e Poliedros, com grau de arredondamento variando de angular a subangular e rugosidade alisada.

A distribuição de base é aleatória, não referida e a distribuição relativa é variante entre gefúrica e quitônica.

As características genético-evolutivas são do tipo idiomorfo, e as morfoscópicas são do tipo polido. A organização funcional é do tipo Conjunção por associação.

Os poros são todos micro e mesoporos, sendo os mesoporos mais abundantes.

São do tipo intergranulares simples, com classe de alisamento do tipo ortoporos, exceto alguns de formato mais alongado que sugerem ser do tipo metaporos por movimentação mecânica. Pertence a classe genética dos pedoporos.

Lâmina 2H3

Amostra feita em Rio Claro.

Aparentemente, formada quase que exclusivamente por quartzo, com poucos grãos de feldspato que não apresentam desgaste.

Predomina areia média (60), com grãos de fina (40%). Material em forma de blocos, com grau de arredondamento do tipo Subarredondado e rugosidade alisada. A distribuição de base é aleatória, não referida e do tipo quitônica (inconclusivo, devido à má qualidade).

As características genético-evolutivas são do tipo idiomorfo e as morfoscópicas são do tipo polido. A organização funcional é do tipo Conjunção por associação (aparentemente).

Os poros são do tipo microporos e mesoporos, predominando os primeiros. Aparentemente, são poros simples, gerados pela própria atividade pedogênica.

Aparecem alguns nódulos de argila do tipo, nódulos simples, de bordas alisadas e formato arredondado.

Lamina 3H1

Amostra com poucos poros, composta basicamente por grãos de quartzo e muitos nódulos de argila de tamanhos variados. Os maiores parecem estar passando por um processo de quebra e desgaste. K-feldspato, muscovita e quartzo, piroxênio.

Material moderadamente selecionado, com grão predominantes no tamanho areia fina (80%) com alguns de areia média (20%). Grãos com forma de bloco, com grau de arredondamento variando entre subangular e subarredondado e rugosidade alisada.

Distribuição de base aleatória, não referida. Distribuição relativa do tipo quitônica com pontos de gefúrica. As características genético-evolutivas morfológicas são do tipo idiomorfo e as morfoscópicas são do tipo polido. A organização entre esqueleto e plasma é do tipo junção por associação.

A maior parte da amostra possui mesoporos e microporos, no entanto, aparecem alguns macroporos finos, no sentido da profundidade do solo. A classificação morfológica é de poros intergranulares simples. Classe de alisamento do tipo ortoporos e classe genética do tipo pedoporos.

O plasma é de classe estriada em alguns pontos e forte e continua em 2 pontos onde aparecem cutãs muito discretos. Orientação relativa do tipo argilassépica. Aparecem algumas porções onde há acúmulo de calcãs ao redor de alguns grãos de quartzo, mas muito discretos e pequenos.

São cutãs de grãos livres do tipo de ligação. A classe textural é do tipo argila límpida e a participação é rara. A orientação de base é do tipo paralela, de aspecto microlaminado. Pela cor do material, a natureza dos constituintes indica Ferri-argilã. E o tipo genético sugere ser por tensão ou contração.

Existem centenas de pequenos nódulos de argila por toda a amostra. Trata-se de nódulos típicos, havendo alguns casos de agregados.

Lamina 3H2

Amostra contendo muito plasma próximo das bordas dos poros maiores e quanto mais distante menor é a quantidade de argila. Existem muitos grãos de feldspato. Apesar de na descrição de campo constar que o material na coleta não era reagente ao HCl, a amostra apresenta pequena quantidade de CaCO₃ envolvendo uma parte dos grãos. Além disso, aparecem grãos de quartzo recristalizados.

Também aparecem algumas cristalárias distribuídas pela amostra, além de calcita espalhada pela amostra.

Amostra composta majoritariamente por grãos de areia fina (80%) contendo alguns grãos de média (20%). Material moderadamente selecionado. A forma dos grãos é prioritariamente blocos e poliedros, com grau de arredondamento em subangular e subarredondado e rugosidade alisada.

A distribuição de base é aleatória, não referida e a distribuição relativa é do tipo quitônica.

As características genético-evolutivas morfológicas do material é do tipo idiomorfo e as características morfoscópicas são do tipo polido. A organização funcional é do tipo junção por associação.

A maior parte dos poros mesoporos e macroporos finos, no entanto, aparecem macroporos médios. Os menores poros são sempre intergranulares simples e alguns dos maiores sugerem ser cavidades orto. A classe de alisamento é do tipo ortoporos e a classe genética é do tipo pedoporos.

Nódulos típicos de argila de pequeno porte. A maioria dos nódulos é composta só por argila, alguns maiores contêm pequenos fragmentos de quartzo incorporados na massa.

Lamina 3H3

Amostra contendo prioritariamente quartzo com poucos grãos de feldspato e algumas hornblendas. Aparecem grãos amarelos de cor bem viva e forte que aparentemente são quartzos de grossura diferente, mas requerem análise. Também aparece o bastonete.

Clinopiroxênio (birrefringência de 2° ordem, do amarelo ao verde, 2 clivagens com ângulos de 86° entre si, extinção inclinada com ângulo de 45°.

Amostra composta majoritariamente por grãos de quartzo de areia fina (80%) contendo alguns grãos de média (20%). Material pobremente selecionado. A forma dos grãos é prioritariamente blocos, com grau de arredondamento subarredondado e rugosidade alisada.

A distribuição de base é aleatória, não referida e a distribuição relativa varia entre os tipos Gefúrica e quitônica, sendo que há uma predominância de grãos cobertos por plasma, mas realiza pontes entre os grãos.

As características genético-evolutivas morfológicas do material é do tipo idiomorfo e as características morfoscópicas são do tipo polido. A organização funcional é do tipo conjunção por associação.

Existem todos os tipos de poros, sendo os microporos os predominantes em número, no entanto, aparecem macroporos médios. Os menores poros são sempre intergranulares simples. A classe de alisamento é do tipo ortoporos e a classe genética é do tipo pedoporos.

O plasma é composto por material de argila de coloração vermelho escuro e por material carbonático, que se acumula, preferencialmente, ao redor dos grãos do esqueleto. Aparecem concentrações de carbonato de cálcio que sugerem início de formação de cristalárias.

O plasma não possui orientação.

Nódulos típicos de argila de pequeno porte. A maioria dos nódulos é composta só por argila e muitos estão apresentando desgaste a partir da borda.

Aparecem nódulos pequenos de carbonato de cálcio. Estes também se tratam de nódulos simples, de bordas alisadas e de pequeno porte

Lâmina 3H4

Amostra com grandes nódulos carbonáticos.

Predomina grãos finos (70%) com presença de médios (30%). Material moderadamente selecionado. Material em forma de blocos, com arredondamento variando entre subangular e subarredondado. O grau de rugosidade é alisado. Muscovita, clinopiroxênio, com cor de 2° ordem, ripiforme, hábito euhédrico a subhédrico, provavelmente augita.

A distribuição de base é aleatória, não referida e a distribuição é quitônica, porém, existem partes em que o esqueleto se funde na forma de gefúrica.

O material é do tipo idiomorfo e suas características morfoscópicas são do tipo polido.

Os poros são microporos e mesoporos do tipo intergranulares simples. Pertencem à classe dos ortoporos, não sendo verificada a presença de bioturbação alguma. Quanto à classe genética, pertencem ao grupo de pedoporos.

O material é rico em plasma de coloração acinzentada, sugerindo ser originado em carbonato de cálcio. A orientação é do tipo argilassépica e se apresenta mais farta próxima dos nódulos, uma vez que estes aparentemente estão se desfazendo e liberando material para o plasma verificado na amostra.

A amostra é rica em nódulos de carbonato de cálcio que chegam a medir 1 cm de diâmetro, aproximadamente. Sua composição é de uma massa carbonática que envolve os grãos de quartzo. As bordas de praticamente todos os nódulos estão se desfazendo, liberando material argiloso rico em carbonato de cálcio na forma de plasma e liberando grãos de quartzo para o fundo matricial.

Lamina 3H5

Lâmina com grande quantidade de carbonato de cálcio, sem marcas de grandes bioturbações mas apresenta marcas de preenchimento (aparentemente são canais preenchidos por carbonato de cálcio mas não aparece início nem final destas bioturbações, Também não apresentam distanciamento paralelo das bordas. O formato longitudinal delas é perpendicular à profundidade, parecendo estarem paralelas à superfície do terreno.

Predomina areia fina (90%), com rara presença de grãos de média (10%) isolados no meio do esqueleto. O material se apresenta bem selecionado. Com grãos em forma de blocos e poliedros, estando os grãos com graus de arredondamento variando entre angular, subangular e subarredondado.

A distribuição do esqueleto é do tipo aleatório não referida e a distribuição relativa é do tipo quitônica. As características genético evolutivas morfológicas são de material idiomorfo e as morfoscópicas se dividem em duas classes, fragmentado e quebrado (no caso dos grãos de forma poliédrica) e polido (nos de formato em blocos). A organização funcional é do tipo conjunção por associação.

Predominam micro e mesoporos, do tipo intergranular simples. Compostos por ortoporos, apesar de haver indícios de que as áreas de maior concentração de carbonato sejam espaços causados por bioturbações e posteriormente preenchidos por material rico em carbonato, as paredes não parecem alisadas, não existe paralelismo entre suas bordas e não há afinamento do canal, como seria característico de bioturbações de flora. Alguns dos poros apresentam material mais adensado na margem/limite entre o poro preenchido e o esqueleto da matriz. Pertencem à classe genética dos Pedoporos. Alguns poros sugerem ser fissurais, estes estão preenchidos por material muito rico em carbonato.

O plasma é farto e está presente em toda a lâmina. É majoritariamente formado por material carbonático, no entanto, existem porções onde aparece plasma argiloso de coloração avermelhada. O tipo genético é do tipo estriado. A orientação é do tipo argilassépica.

Existem diversos nódulos de coloração avermelhado escuro sugerindo ser argila. Eles possuem formato arredondado e superfície alisada. Esses nódulos parecem ser nódulos típicos, sendo formados somente por material argiloso, não havendo grãos de material do esqueleto envolvidos por

esse material argiloso. Alguns deles estão se desfazendo, o que pode ser fonte de argila existente na amostra.

Lamina 3H6

A lâmina apresenta-se composta, majoritariamente, por grãos de quartzo, não aparecem bioturbações, existem pequenos nódulos de coloração vermelho escuro que não apresentam bordas em alteração. Existem grandes poros, mas não há sinal de serem poros de bioturbação. Aparece muscovita e pouca biotita. Presença de clinopiroxênio com extinção inclinada com ângulo de 45°, sem cor, sem pleocroísmo e hábito sub-édrico

Diferentemente dos horizontes acima, neste aparecem grãos de feldspato.

O material é formado por grãos de areia fina (85%), com raros grãos de média (15%). Os grãos apresentam formas de blocos e poliedros. O grau de arredondamento é majoritariamente do tipo subangular e a rugosidade é alisada. A distribuição é do tipo aleatória não referida e a distribuição é do tipo Quitônica com porções de gefúrica.

Material de características morfológicas do tipo idiomorfo e morfoscópicas do tipo polido.

Organização funcional do tipo junção por associação

Os poros entre os grãos são do tipo mesoporos, havendo macroporos, mas aparentemente são do causados por desgaste da lamina no momento de sua preparação. Não existem bioturbações, nem ao menos preenchidas. São poros do tipo intergranulares simples. Ortoporos, pedoporos.

O plasma é farto, formado majoritariamente por carbonato de cálcio que se distribui por toda amostra sem nenhuma orientação. Se concentra, preferencialmente, ao redor de grãos, formando uma capa sobre estes.

O constituinte dos cutãs é Ferri-argilã e o cutã é do tipo pendente, a classe textural é do tipo argila límpida com orientação paralela.

Lamina 3H7

A amostra apresenta muitos grãos de quartzo com grandes nódulos e muito material carbonático, apesar de não constar reação a este na descrição de campo.

Esqueleto formado por grãos de areia fina (20%), média (65%) com grãos de areia grossa (15%). Apresentam-se em forma de blocos e o grau de arredondamento é predominantemente do tipo subarredondado com grau de rugosidade do tipo alisada. A distribuição é do tipo aleatória não referida e a distribuição relativa é do tipo (CaCO₃ em pedaços entre os quartzos).

Material do tipo idiomorfo e polido. A organização é do tipo junção por associação.

Os poros são raros na amostra. Praticamente todo o espaço entre os grãos do esqueleto são ocupados por uma massa de carbonato de cálcio. Os poros que existem são mesoporos do tipo intergranulares simples, classificados como ortoporos, pedoporos. Não existem marcas de bioturbações em nenhum ponto da lâmina.

É formado por material rico em carbonato de cálcio, que aparece distribuído selando os grãos do esqueleto. Não existe orientação do material e nem maior concentração ligada ao tamanho do grão.

Existem muitos nódulos na amostra, chegando a apresentar quase 2 mm. Possuem coloração avermelhada escura. Alguns deles apresentam-se formados somente por material argiloso e outros contêm material argiloso cimentando grãos de areia fina de formato poliédrico. Ampliando-se o zoom, percebe-se que há parcelas relativamente ricas em material que sugere ser carbonato de cálcio no interior deles. Apesar de haverem colorações mais escuras sugerindo argilominerais.

Se apresenta com formato arredondado, com bordas alisadas. Em alguns casos, partes estão se quebrando e se soltando do restante do nódulo, e nestes parece haver uma maior concentração de carbonato de cálcio próximo destas porções. Seriam eles formados por carbonato com outra coloração?

Lâmina 4H1

É uma das lâminas feitas em Rio Claro, contém muitas bolhas e parcelas da lâmina com perda de material.

Esqueleto formado basicamente por quartzo com grãos de feldspato e pouco CaCO_3 .

O esqueleto é composto por material de areia fina (60%) e média (40%), com material moderadamente selecionado, com grãos em forma de blocos, com grau de arredondamento subarredondado e rugosidade alisada. A distribuição de base é aleatória, não referida, e a distribuição relativa é do tipo quitônica.

O esqueleto apresenta características morfológicas de material idiomorfo e morfoscópicas do tipo polido. A organização funcional é do tipo junção por associação.

Os poros são micro e mesoporos do tipo intergranular simples. Trata-se de ortoporos da classe genética dos pedoporos.

Plasma composto por material vermelho escuro e se distribui por toda a lâmina, não apresenta estrias ou orientação de qualquer natureza.

Os nódulos são pequenos e nódulos típicos de argila. Existe somente um grande nódulo típico todo quebrado em nódulos menores, o qual também fornece material de plasma para a amostra

Lâmina 4H2

Outra das lâminas feitas em Rio Claro, com muitas bolhas e perdas de material. Amostra é rica em carbonato de cálcio. Plasma avermelhado e concentrado em porções da lâmina. Amostra formada por quartzo e bastante feldspato.

Esqueleto de areia fina (60%) e média (40%), com grãos em forma de blocos, com grau de arredondamento subarredondado e rugosidade alisada. A distribuição de base é aleatória e não referida e a distribuição relativa é do tipo quitônica.

As características morfológicas são do tipo idiomorfo e as morfoscópicas são do tipo polido. A organização funcional é do tipo junção por associação.

Os poros são do tipo microporos e mesoporos do tipo intergranular simples do tipo dos ortoporos e classe dos pedoporos.

O plasma é formado por material avermelhado escuro, sem orientação e sem estrias e é mais abundante que na amostra anterior. Sempre existe mais plasma ao redor dos poros, mas, não existe relação de maior abundância com nódulos de argila que aparecem na amostra.

Existe um poro de formato circular, cujas bordas são alisadas e existe grande concentração de plasma em suas bordas, parecendo ser um grande poro de bioturbação que recebeu plasma na sua área marginal.

Os nódulos são de argila, pequenos e típicos.

Lamina 4H3

Esqueleto composto basicamente por grãos de quartzo. Aparecem alguns grãos de feldspato sem nenhum aparente desgaste. Presença de biotita, muscovita e microclínio.

Material formado por areia fina (65%) e média (35%), moderadamente selecionado, com grão em formato de blocos, com grau de arredondamento subarredondado e subangular e rugosidade alisada. A distribuição é do tipo aleatória não referida e a distribuição relativa é do tipo (alguns grãos possuem plasma ao seu redor mas não estão fazendo pontes entre o esqueleto). Material do tipo idiomorfo e polido. A organização é do tipo junção por associação.

O plasma existe em pouca quantidade e se observa somente ao redor de alguns grãos do esqueleto. Não existe orientação. Ao redor de poucos grãos, geralmente dos maiores, aparece uma pequena camada de carbonato de cálcio mas que não atua como ligante entre os grãos do esqueleto.

Os poros são majoritariamente, mesoporos. Sendo classificados como ortoporos e pedoporos. Aparecem alguns de origem a partir de bioturbações, uma vez que o material das bordas se encontra mais adensado e bordas alisadas, muito alisadas em alguns casos.

Aparecem pequenos nódulos de argila espalhados pelo material. São de coloração vermelho escuro, de formato arredondado e bordas alisadas. Apresentam-se encaixados entre os grãos do esqueleto e não se apresentam cimentando grãos de quartzo. São nódulos típicos.

Lamina 4H4

Predomina areia fina (80%), com presença de grãos de média (20%) no meio do esqueleto. O material se apresenta moderadamente selecionado. Com grãos em forma de blocos, estando os grãos com graus de arredondamento variando entre angular, subangular e subarredondado.

A distribuição do esqueleto é do tipo aleatório não referida e a distribuição relativa é do tipo (há plasma grudado na borda de todos e alguns fazem conexão entre grãos do esqueleto).

As características genético evolutivas morfológicas são de material idiomorfo e as morfoscópicas são de material polido. A organização funcional é do tipo junção por associação.

Predominantemente micro e mesoporos, do tipo intergranular simples. Compostos por ortoporos. Alguns dos poros apresentam material mais adensado na margem/limite entre o poro preenchido e o esqueleto da matriz, outros apresentam maior alisamento das bordas, não havendo continuidade destes ao longo da lamina. Pertencem à classe genética dos Pedoporos.

O plasma é farto e está presente em toda a lâmina, sendo que nas áreas onde há menor concentração ele ocorre predominantemente grudado na borda do esqueleto.. É majoritariamente formado por material avermelhado escuro. O tipo genético é do tipo estriado. A orientação é do tipo argilassépica.

Existem diversos nódulos de coloração avermelhado escuro sugerindo ser argila. Eles possuem formato arredondado e superfície alisada. Esses nódulos parecem ser nódulos típicos, sendo formados somente por material argiloso, não havendo grãos de material do esqueleto envolvidos por esse material argiloso. Alguns deles estão se desfazendo, o que pode ser fonte de argila existente na amostra. Todos são muito pequenos e alguns estão perfeitamente encaixados entre o esqueleto, sugerindo eluviação.

Lamina 4H5

Aparecem poucos grãos de feldspato. Surgem também alguns sinais de hornblenda e muscovita. Predomina areia fina (80%), com presença de grãos de média (20%) no meio do esqueleto. O material se apresenta moderadamente selecionado. Com grãos em forma de blocos e poliedros, estando os grãos com graus de arredondamento variando entre subangular e subarredondado. Alisada.

A distribuição do esqueleto é do tipo aleatório não referida e a distribuição relativa é do tipo (sem plasma nenhum).

As características genético evolutivas morfológicas são de material idiomorfo e as morfoscópicas são do tipo polido. A organização funcional é do tipo junção por associação.

Predominantemente micro e mesoporos, do tipo intergranular simples. Compostos por ortoporos. Alguns dos poros apresentam material mais adensado na margem/limite entre o poro preenchido e o esqueleto da matriz, sugerindo bioturbações. Pertencem à classe genética dos Pedoporos.

O plasma é farto e está presente em toda a lâmina. É formado por material alaranjado-avermelhado, sugerindo ser argila. Existe pouquíssimo material carbonático e este se apresenta na forma de filetes espalhados pela lamina ou encouraçando alguns grãos do esqueleto. O tipo genético é do tipo estriado. A orientação é do tipo argilassépica.

Existem diversos nódulos muito pequenos de coloração avermelhada escura sugerindo ser argila. Eles possuem formato arredondado e superfície alisada. Esses nódulos parecem ser nódulos típicos, sendo formados somente por material argiloso, não havendo grãos de material do esqueleto envolvidos por esse material argiloso. Alguns deles estão se desfazendo, o que pode ser fonte de argila existente na amostra. Entretanto, existem nódulos maiores que parecem já ter se desfeito e estes continham grãos de quartzo no interior do material alterado ainda presente na amostra.

Lamina 5H1

Lâmina com grande quantidade de carbonato de cálcio, sem marcas de bioturbações, mas apresenta marcas de preenchimento (aparentemente são canais preenchidos por carbonato de cálcio, mas não aparece início nem final destas fissuras. Também não apresentam distanciamento paralelo das bordas ou alisamento e compressão do material da borda.

Piroxênio = 1 só. Quartzo, calcita e mais nada

O esqueleto é formado por poucos grãos, onde predomina areia fina (90%), com rara presença de grãos de média (10%) isolados no meio do esqueleto. O material se apresenta bem selecionado. Com grãos em forma de blocos, estando os grãos com graus de arredondamento variando entre subangular e subarredondado. A distribuição do esqueleto é do tipo aleatório não referida e a distribuição relativa é do tipo (material envolto por plasma).

As características genético evolutivas morfológicas são de material idiomorfo e as morfoscópicas são de material polido. A organização funcional é do tipo junção por associação.

Predominantemente micro e mesoporos, do tipo intergranular simples. Compostos por ortoporos. Pertencem à classe genética dos Pedoporos. Alguns poros sugerem ser fissurais que depois de abertas foram preenchidas por material muito rico em carbonato que chegam a formar cristalárias. No entanto, devido à pouca quantidade de esqueleto e muito plasma, não se percebe alisamento de borda ou compressão do esqueleto, impossibilitando dizer que é bioturbação ou fissura por movimentação do material.

O plasma é farto, ocupando a maior parte da lamina e está presente em toda a amostra. É majoritariamente formado por material carbonático, no entanto, existem porções onde aparece plasma argiloso de coloração avermelhada. Seriam vindos do desgaste de nódulos da mesma cor que estejam sendo intemperizados? Essa situação ocorre em “manchas” específicas que parecem ser partes de nódulos de cerca de 7 mm que foram cortados e estão alterados. A orientação é do tipo argilassépica.

Existem diversos nódulos de coloração avermelhado escuro sugerindo ser argila. Eles possuem formato arredondado e superfície alisada. Esses nódulos parecem ser nódulos típicos, sendo formados somente por material argiloso, não havendo grãos de material do esqueleto envolvidos. Alguns deles estão se desfazendo, o que pode ser fonte de argila existente na amostra.

Aparentemente, uma outra forma de nódulo, maior e menor em frequência, são nódulos de carbonato que envolvem os grãos de quartzo. No interior destes, ocorre uma maior concentração de carbonato de cálcio ao redor de todos os grãos de esqueleto que estejam em seu interior. Essa configuração é de uma precipitação secundária.

O plasma que os envolve é de coloração sempre mais clara que o plasma do restante da área ao redor, formando halos de calcita.

Lâmina 5H2

Lâmina bem homogênea sem marcas de bioturbação e material muito rico em CaCO_3 .

Pouca Muscovita, microclinio, piroxênio.

Esqueleto composto por grãos de areia fina (60%) e média (40%), com forma de blocos, subangulares e subarredondados, com superfície alisada. A distribuição não possui orientação alguma, sendo a distribuição de base do tipo aleatória, não referida. A distribuição relativa é do tipo porfírica, estando todo o esqueleto envolto numa massa plásmica de carbonato de cálcio. As características morfológicas são do tipo idiomorfo e as morfoscópicas são do tipo polido. A organização funcional é do tipo junção por cimentação.

Os poros são cerca de 5% do espaço da lâmina, sendo todos do tipo mesopóros ou micropóros do tipo intergranulares simples. Existem dois poros que são do tipo cavidade orto, mas não aparentam se tratar de bioturbações, uma vez que não existe alisamento das bordas, compressão do material ou alinhamento de bordas. Trata-se de ortoporos do tipo pedoos.

O plasma está presente em toda a amostra e é formado majoritariamente por CaCO_3 de coloração acinzentada, mas existem porções com material argiloso de coloração vermelho escuro. O plasma se distribui igualmente, não apresenta orientação.

Nas porções de material avermelhado parece haver um pouco de material carbonático misturado na massa avermelhada e nestas porções aparecem alguns grãos de esqueleto soltos, como se tivessem se desprendido da massa de plasma.

Existem diversos nódulos que parecem ser nódulos típicos de argila. Um nódulo maior se destaca (mesmo sem uso de microscopia) e nele aparecem alguns grãos de esqueleto e parte de sua borda está começando a ser corroída, mas o processo parece estar bem no início.

Lâmina 5H3

Lâmina contendo muito carbonato de cálcio, contem mais plasma avermelhado que a anterior e apresenta muitas cristalárias.

O esqueleto é formado por areia fina (65%) e média (35%) sendo que os grãos de fina se concentram no canto superior esquerdo da lâmina, onde aparece um material cimentante mais opaco (seria um tipo de carbonato de cálcio?) e diversas cristalárias, que parecem ter se originado de depósitos de carbonato de cálcio em fissuras do material.

Os grãos menores tem formato de poliedros, com grau de arredondamento angular e subangular e os de areia média o formato de blocos, com grau de arredondamento subangular e subarredondado. Em ambos os casos a rugosidade é alisada. A distribuição é aleatória, não referida e a distribuição relativa é do tipo porfírica.

As características morfológicas do material são do tipo idiomorfo, do tipo polido e a organização funcional é do tipo conjunção por cimentação.

Os poros são mais abundantes que aqueles verificados na lâmina anterior, aparecendo poros de todos os tamanhos, predominando microporos, sendo que a maior parte deles é do tipo intergranular simples, havendo alguns casos de cavidade orto.

Existem ortoporos e metaporos que se apresentam com as bordas alisadas e compressão do material da borda, no entanto, não existe uma uniformidade no distanciamento das bordas. Aparentemente, alguns poros e/ou fissuras foram preenchidos por material rico em carbonato de cálcio que se cristalizou na forma de cristalárias, isso ocorre em grande número e em porções concentradas da lâmina. Os poros se dividem em ortoporos e bioporos.

O plasma é rico e denso em toda a amostra e se divide em material carbonático e um material argiloso avermelhado escuro. O plasma não apresenta orientação e a quantidade de plasma avermelhado é muito maior que aquele verificado na anterior. Neste material avermelhado aparecem algumas pontes de ligação entre os grãos e este material se concentra em “manchas” – argila iluvial.

Os nódulos que aparecem são típicos, porém aparecem em menor quantidade e tamanhos reduzidos.

Aparecem cutãs de carbonato de cálcio, em especial, uma do tipo crescente, porém muito discretos.

Lâmina 5H4

Lâmina composta basicamente por material argiloso e areia fina (95% do esqueleto), com poucos grãos de média distribuídos pela lâmina. O material é muito bem selecionado, com forma de blocos, com grau de arredondamento subarredondado (predominantemente) e a rugosidade é alisada. A distribuição é do tipo aleatória, mas em alguns pontos da lâmina o esqueleto aparece agrupado por conta dos poros criados parcelas do tipo porfírica e outras do tipo quitônica (forma predominante na amostra).

Bastante muscovita (fica nitidamente incolor) e biotita, bastante microclínio (feldspato-potássico - fonte originária em granito?), Nódulos de magnetita de formato quadriculado, que indicam ter sido originado no local de formação, não neste horizonte. Hornblenda e Clinopiroxênio.

A junção de hornblenda com magnetita indica origem em rocha cálcio alcalina.

Perto da seta tem umas coisas que parecem grandes nódulos de material argiloso com orientação da muscovita, o que indicaria que o material de origem desta porção devia ser um nódulo de feldspato de granito porfirítico alcalino.

Os póros são resultado da expansão e contração do material argiloso, uma vez que existem claros preenchimentos de canais com materiais carregados de partes superiores. Além disso, existe uma grande quantidade de póros que se abrem para todos as direções, formando agregados de esqueleto. Esses agregados aparecem com grau de arredondamento do tipo acomodado.

As características morfológicas são do tipo idiomorfo e as morfoscópicas do tipo polido. A organização funcional é do tipo junção com variações entre associação e cimentação, dependendo da porção da lâmina.

Os poros se dividem em intergranulares simples e outros maiores do tipo planares. Os póros planares são do tipo metaporos e os intergranulares são do tipo ortoporos e a classe genética, de todos, e do tipo pedoporos.

O plasma é denso e muito presente em toda a lâmina, se caracterizando por ser formado por argila 2:1, comprovadas pelo padrão de expansão dos póros. Em alguns póros a borda aparece alisada e nestas porções alisadas há pequenos depósitos de carbonato de cálcio (seriam cutãs?).

Anexo 3

Análises Químicas por Espectrometria de Fluorescência de Raios X

Amostra	DP1H1	DP1H2	DP1H3	DP1H4	DP1H5	DP2H1	DP2H2
Nº Lab.	L-224	L-225	L-226	L-227	L-228	L-229	L-230
(%)							
SiO₂	84,86	42,07	86,75	58,57	71,47	86,38	49,11
TiO₂	0,355	0,239	0,459	0,269	0,484	0,425	0,372
Al₂O₃	5,22	3,09	4,23	3,42	5,11	5,32	5,24
Fe₂O₃	1,36	1,26	1,25	1,03	1,59	1,42	2,06
MnO	0,027	0,059	0,033	0,031	0,035	0,029	0,037
MgO	1,82	1,49	1,30	2,33	2,76	1,92	1,90
CaO	1,34	27,50	1,41	17,10	7,44	0,34	21,06
Na₂O	0,14	0,04	0,08	0,05	0,05	0,08	0,04
K₂O	1,72	0,90	1,69	0,90	1,25	1,67	1,21
P₂O₅	0,017	0,028	0,020	0,020	0,019	0,018	0,048
P.F.(1000°C)	3,60	23,4	2,91	16,3	9,52	2,93	19,1
Soma	100,5	100,0	100,1	100,1	99,7	100,5	100,1
(µg g ⁻¹)							
Ba	491	406	467	367	384	461	382
Ce	17	30	29	29	35	20	29
Cr	22,1	11,6	29,2	25,0	31	43	24,7
Cs	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Cu	5,7	<1,5	4,1	<1,5	2,7	4,3	5,6
Ga	4,7	<2	4,5	<2	5,3	5,8	4,1
La	16	50	36	51	35	40	60
Nb	11,8	9,5	17,6	11,8	17,5	14,6	12,9
Nd	9	35	26	33	27	17	39
Ni	6,4	9,2	5,7	7,2	11,0	7,1	15,0
Pb	9,8	15,0	13,6	12,4	13,9	9,6	9,7
Rb	42	16,1	41	17,3	28,8	42	26,1
Sc	<4	4	<4	5	4	<4	6
Sn	<3	5	<3	<3	<3	<3	5
Sr	75	199	66	272	198	65	68
Th	4,8	4,9	5,1	6,6	5,5	5,6	6,9
U	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
V	34	21,2	33	23,9	34	39	31
Y	8,4	18,0	9,7	22,2	12,4	11,7	31
Zn	11,2	12,8	11,2	7,9	13,2	11,0	21,5
Zr	165	89	203	137	202	182	126

Amostra	DP2H3	DP3H1	DP3H2	DP3H3	DP3H4	DP3H5
Nº Lab.	L-231	L-232	L-233	L-234	L-235	L-236
(%)						
SiO₂	84,51	87,52	72,19	84,74	68,98	70,90
TiO₂	0,312	0,459	0,545	0,543	0,412	0,571
Al₂O₃	6,26	4,25	5,77	4,87	4,03	5,52
Fe₂O₃	2,13	1,25	2,39	1,56	1,42	2,17
MnO	0,028	0,034	0,037	0,035	0,042	0,041
MgO	1,33	1,18	4,00	1,24	1,17	1,69
CaO	0,38	1,12	4,54	1,69	10,96	7,96
Na₂O	0,08	0,07	0,06	0,08	0,05	0,06
K₂O	1,84	1,63	1,77	1,74	1,39	1,41
P₂O₅	0,027	0,016	0,027	0,023	0,024	0,029
P.F.(1000°C)	2,70	2,70	8,58	3,27	10,8	8,98
Soma	99,6	100,2	99,9	99,8	99,3	99,3
(µg g ⁻¹)						
Ba	496	427	405	428	435	413
Ce	32	23	28	23	30	23
Cr	26,4	33	47	37	22,3	44
Cs	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Cu	9,7	3,3	6,6	5,0	3,7	4,8
Ga	8,7	4,2	6,9	5,8	2,5	5,3
La	22	33	37	21	30	27
Nb	12,6	16,7	19,5	18,4	14,6	14,5
Nd	14	23	31	19	18	24
Ni	14,7	5,9	14,4	7,6	8,9	13,9
Pb	13,4	10,7	15,3	13,2	11,7	11,2
Rb	53	42	49	46	31	35
Sc	<4	<4	4	<4	4	4
Sn	<3	<3	<3	<3	3	<3
Sr	71	59	555	63	246	291
Th	2,9	7,2	7,5	7,5	6,0	6,7
U	<3	<3	<3	<3	<3	<3
V	51	39	53	47	45	54
Y	10,6	11,4	16,1	12,5	15,2	13,3
Zn	22,3	11,7	24,8	15,8	14,8	17,9
Zr	109	230	226	261	185	235

Amostra	DP3H6	DP3H7	DP4H1	DP4H2	DP4H2	DP4H2	DP4H3
Nº Lab.	L-237	L-238	L-239	L-240	L-240-A	L-240 média	L-241
(%)							
SiO₂	67,61	54,38	82,80	53,09	52,48	52,78	88,88
TiO₂	0,660	0,112	0,577	0,370	0,371	0,370	0,462
Al₂O₃	6,96	1,75	5,34	4,66	4,67	4,67	4,04
Fe₂O₃	2,85	0,93	1,92	2,18	2,23	2,20	1,39
MnO	0,034	0,063	0,034	0,027	0,029	0,028	0,027
MgO	1,99	0,53	1,52	1,23	1,23	1,23	0,84
CaO	8,10	22,84	2,09	19,91	20,20	20,06	0,80
Na₂O	0,06	0,03	0,08	0,05	0,04	0,05	0,07
K₂O	1,59	0,62	1,73	1,27	1,28	1,27	1,49
P₂O₅	0,053	0,028	0,032	0,041	0,040	0,040	0,021
P.F.(1000°C)	9,38	18,7	3,77	17,3	17,6	17,4	2,11
Soma	99,3	100,0	99,9	100,1	100,1	100,1	100,1
(µg g ⁻¹)							
Ba	409	351	417	364	366	365	372
Ce	23	15	21	20	26	23	28
Cr	42	14,3	46	24,9	22,9	23,9	45
Cs	<7	<7	<7	7	10	9	<7
Cu	9,7	<1,5	7,6	5,4	6,1	5,8	5,8
Ga	7,0	<2	5,9	2,8	2,4	2,6	4,7
La	36	76	31	66	56	61	35
Nb	17,4	6,2	21,2	15,4	15,4	15,4	20,1
Nd	19	21	25	54	30	42	27
Ni	19,8	9,3	10,9	13,2	14,3	13,8	6,4
Pb	11,7	11,8	15,6	13,4	11,4	12,4	12,9
Rb	44	12,1	46	27,6	27,8	27,7	40
Sc	4	<4	4	5	5	5	<4
Sn	<3	5	<3	<3	4	4	<3
Sr	232	773	62	64	64	64	59
Th	7,8	2,9	5,7	5,6	5,6	5,6	4,5
U	<3	3,0	<3	<3	<3	<3	<3
V	64	25,3	58	36	38	37	139
Y	17,3	19,8	14,8	32	32	32	10,3
Zn	27,7	9,9	22,4	26,4	27,1	26,8	17,4
Zr	236	60	224	121	120	120	184

Amostra	DP4H4	DP4H5	DP5H1	DP5H2	DP5H3	DP5H4
Nº Lab.	L-242	L-243	L-244	L-245	L-246	L-247
(%)						
SiO₂	88,93	87,16	27,74	88,06	65,96	47,68
TiO₂	0,526	0,434	0,169	0,317	0,222	0,558
Al₂O₃	3,93	4,80	2,04	3,92	3,03	7,44
Fe₂O₃	1,34	2,02	0,90	1,24	1,03	3,78
MnO	0,032	0,044	0,128	0,021	0,021	0,049
MgO	0,85	1,48	1,64	1,45	0,99	2,48
CaO	0,54	0,34	36,51	0,66	14,61	18,47
Na₂O	0,06	0,07	0,01	0,06	0,04	0,06
K₂O	1,43	1,43	0,31	1,21	1,03	1,39
P₂O₅	0,017	0,030	0,026	0,015	0,021	0,035
P.F.(1000°C)	1,97	2,54	30,5	2,68	13,1	18,1
Soma	99,6	100,4	99,9	99,6	100,0	100,1
(µg g ⁻¹)						
Ba	375	376	272	340	342	372
Ce	22	18	49	16	14	61
Cr	37	33	7,6	26,0	17,9	41
Cs	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Cu	5,5	10,1	<1,5	5,9	3,3	11,7
Ga	4,6	7,2	<2	4,2	<2	6,8
La	31	15	41	14	34	68
Nb	21,4	17,0	9,2	15,0	11,2	20,9
Nd	14	<8	42	10	15	43
Ni	6,7	12,2	8,5	6,4	7,7	26,8
Pb	11,8	12,2	13,8	8,1	11,2	15,8
Rb	39	44	3,6	31	22,7	40
Sc	<4	4	4	<4	<4	8
Sn	<3	<3	7	<3	3	<3
Sr	61	58	474	50	544	569
Th	6,6	5,3	6,1	2,9	4,3	6,4
U	<3	<3	<3	<3	<3	3,0
V	75	43	17,7	47	26,4	83
Y	10,2	10,0	10,9	6,7	10,1	23,9
Zn	13,8	21,5	7,7	10,2	10,9	36
Zr	231	178	64	134	109	157

Anexo 4

Relações molares relacionadas aos perfis de paleossolos

