



Número:

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

PATRICK FRANCISCO FÜHR DAL' BÓ

**INTER-RELAÇÃO PALEOSSOLOS E SEDIMENTOS EM LENÇÓIS DE AREIA
EÓLICA DA FORMAÇÃO MARÍLIA (NOROESTE DA BACIA BAURU)**

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências, Área de Geologia e Recursos Naturais.

Orientador: Prof. Dr. Giorgio Basilici

Co-orientador: Prof. Dr. Francisco Sérgio Bernardes Ladeira

CAMPINAS - SÃO PAULO

Agosto – 2008

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

D15i Dal Bo, Patrick Francisco Fuhr.
Inter-relação paleossolos e sedimentos em lençóis de areia eólica da Formação Marília (noroeste da Bacia Bauru) / Patrick Francisco Fuhr Dal Bo--Campinas, SP.: [s.n.], 2008.

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

1. Paleopedologia. 2. Geologia estratigráfica. 3. Sedimentação e depósitos.
I. Basilici, Giorgio. II. Ladeira, Francisco Sérgio Bernardes. III. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. IV. Título.

Título em inglês: Interrelation of palaeosols and sediment in the ancient Marília Formation aeolian sand sheets (northwestern Bauru Basin).

Keywords: - Paleopedology;

- Stratigraphy Geology;

- Sedimentation and deposits;

Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais.

Titulação: Mestre em Geociências.

Banca examinadora: - Giorgio Basilici;

- Kenitiro Suguio;

- Fresia Soledad Ricardi Torres Branco.

Data da defesa: 19/08/2008

Programa: Pós-graduação em Geociências.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

AUTOR: PATRICK FRANCISCO FÜHR DAL BÓ

INTER-RELAÇÃO PALEOSSOLOS E SEDIMENTOS EM LENÇÓIS DE AREIA
EÓLICA DA FORMAÇÃO MARILIA (NOROESTE DA BACIA BAURU)

ORIENTADOR: Prof. Dr. Giorgio Basilici
CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Francisco Sérgio Bernardes Ladeira

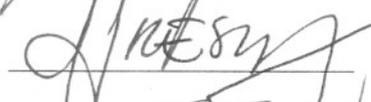
Aprovada em 19/08/2008

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Giorgio Basilici

Profª. Dra. Frésia Soledad Ricardi Torres Branco

Prof. Dr. Kenitiro Suguio

 - Presidente



Campinas, 19 de agosto de 2008

**À minha adorável
avó Idacia Maria,
sempre.**

AGRADECIMENTOS

Gostaria de manifestar meus profundos e singelos agradecimentos a todos que - de forma direta ou indireta - contribuíram de alguma maneira à realização deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Giorgio Basilici, que com muita presteza, nunca mediu esforços e esteve sempre presente e disposto a incentivar e ajudar em todas as etapas deste trabalho. Também o agradeço em especial pela amizade, críticas e sugestões, que muito têm me ajudado na formação de meu caráter profissional.

Ao Prof. Dr. Francisco Sérgio Bernardes Ladeira, pela oportunidade de me apresentar à ciência paleopedológica, incentivo e amizade.

Ao Prof. Dr. Antenor Zanardo, pela amizade e pelos primeiros e despropositados ensinamentos, que sem saber, se tornariam indispensáveis à minha formação.

Ao físico Dailto Silva, pelo auxílio na confecção das lâminas delgadas e por disponibilizar o Laboratório de Microscopia.

Às secretárias Valdirene Pinotti e Edinalva de Novaes Schultz, pela prontidão, capacidade e irrevogável anseio em ajudar com prestimosidade em todas as dúvidas e eventuais contratempos.

Ao geólogo Pedro Henrique Vieira de Luca, amigo de amplas qualidades morais e intelectuais, pelo companheirismo, respeito, amizade e incentivo.

À Marina Bandeira, por seu amor, carinho e compreensão.

À minha querida mãe Lenir Führ Faria e padraсто Jorge Luís Faria, pelo infindável respaldo, apoio e respeito.

Aos professores doutores Paulo César Fonseca Giannini, Kenitiro Suguio e Fresia Soledad Ricardi Torres Branco, pelas valiosas críticas e sugestões.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP, pela concessão da bolsa de estudos (Processo 2007/02079-2) e pelo Auxílio à Pesquisa (Processo 2007/00140-6).



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

**Inter-relação paleossolos e sedimentos em lençóis de areia eólica da Formação Marília
(noroeste da Bacia Bauru)**

RESUMO

Dissertação de Mestrado

Patrick Francisco Führ Dal' Bó

A Formação Marília (Maastrichtiano), na faixa de afloramentos da porção noroeste da Bacia Bauru (estados de Goiás e Mato Grosso do Sul), é interpretada neste trabalho como um antigo sistema eólico de lençol de areia. A sucessão vertical é caracterizada por arenitos muito finos a médios intercalados com paleossolos em espessas sucessões de até 150 metros de espessura. A litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*, que forma corpos com estratificação cavalgante transladante subcrítica, atribuída à deposição de areias com marcas onduladas eólicas é a mais comum descrita na área de estudos. Os paleossolos representam mais de 65% do registro geológico da Formação Marília, constituídos predominantemente por *Aridisols* caracterizados por concentrações secundárias de carbonato de cálcio. Superfícies subhorizontais de deflação eólica separam os depósitos eólicos dos paleossolos e dividem a Formação Marília em duas fases distintas de construção de corpos geológicos ligadas às variações paleoclimáticas: i) fase de sedimentação eólica, caracterizada por depósitos arenosos de marcas onduladas eólicas; ii) fase de paleopedogênese, caracterizada por *Aridisols*. Ambas as fases se alternaram temporalmente e, registram períodos de formação de diferentes ordens de grandeza, provavelmente maiores que 10^5 vezes entre a formação dos depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas e o desenvolvimento de horizontes Bk dos *Aridisols*. A alternância cíclica entre depósitos eólicos e paleossolos está ligada a variações paleoclimáticas que controlaram a disponibilidade hídrica no ambiente. Durante os períodos mais secos, a ausência de cobertura vegetal expôs a superfície à ação dos ventos e formação de extensas superfícies de deflação eólica, que posteriormente foram cobertas por depósitos arenosos de marcas onduladas eólicas. Com o posterior restabelecimento da umidade atmosférica e o conseqüente aumento da cobertura vegetal, a superfície foi reestabilizada, inibindo o processo de deflação e deposição eólica e permitindo a formação de *Entisols* e *Aridisols*.

Palavras-Chave: Paleossolos; depósitos eólicos; lençóis de areia eólica; Formação Marília.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

Interrelation of palaeosols and sediments in the ancient Marília Formation aeolian sand sheets (northwestern Bauru Basin)

ABSTRACT

Master degree dissertation

Patrick Francisco Führ Dal' Bó

The Marília Formation (Maastrichtian), outcropping in the northwestern portion of the Bauru Basin (Goiás and Mato Grosso do Sul Brazilian states), is interpreted here as an ancient aeolian sand sheet. The vertical succession, c.150 m thick, is made up of very fine to medium-grained sandstone and, it is characterised by cyclic interbedding of sediments and palaeosols. Planar laminated sandstone (subcritically climbing translational stratification), formed by aeolian sand with wind ripple, is the most common lithofacies. Palaeosols, mainly Aridisols, represent more than 65% of the geological record of the Marília Formation. Subhorizontal aeolian deflation surfaces divide Marília Formation in two distinct constructional phases of geological bodies linked to palaeoclimatic variations: i) phase of prevalent aeolian sand deposition; ii) phase of Aridisols development. The two phases they alternated in time and probably record periods of formation with difference of the order greater than 10^5 between aeolian sand deposition and development of the Bk Aridisols horizons. Palaeoclimate is the main forcing factor of the aeolian sand deposition and soil development. Episodes of sedimentation and soil development likely result from cyclic decreases and increases in available moisture and vegetation cover. Aeolian deflation and sedimentation were predominant during drier phases of past climatic cycles, when vegetation cover was sparse in source areas and windier conditions have the capacity to remove and transport clastic materials. During wetter phases of climatic cycles, increased vegetative cover stabilised the landscape, reduced deflation, and intensified Entisols and Aridisols development.

Keywords: Palaeosols; aeolian sediments; aeolian sand sheets; Marília Formation.

SUMÁRIO

RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA	3
3. MATERIAIS E MÉTODOS	5
3.1 ESTUDO BIBLIOGRÁFICO	5
3.2 AQUISIÇÃO DE DADOS EM CAMPO	5
3.3 ANÁLISES LABORATORIAIS	7
3.4 TRATAMENTO DOS DADOS	8
4. ÁREA DE PESQUISA E ASPECTOS GEOLÓGICOS	9
4.1 BACIA BAURU	9
4.2 FORMAÇÃO MARÍLIA	12
5. RESULTADOS	15
5.1 A FORMAÇÃO MARÍLIA NA PORÇÃO NOROESTE DA BACIA BAURU	15
5.2 DEPÓSITOS	16
5.2.1 <i>Arenito com laminação plano-paralela</i> – depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas	16
5.2.2 <i>Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava</i> – depósitos de inundação instantânea	24
5.2.3 <i>Arenitos conglomeráticos</i> – depósitos de canais efêmeros	29
5.3 PALEOSSOLOS	34
5.3.1 Descrição	35
5.3.1.1 <i>Aridisols</i>	35
5.3.1.2 <i>Entisols</i>	52
5.3.1.3 <i>Vertisols</i>	58
5.3.2 Interpretação	66
5.3.2.1 Interpretação das observações micromorfológicas	66
5.3.2.2 Interpretação dos pedotipos	72
6. INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL DOS SEDIMENTOS E PALEOSSOLOS	81
7. CONCLUSÕES	89
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	91

LISTA DE FIGURAS

Figura 4.1 –	Distribuição das unidades litoestratigráficas da Bacia Bauru	10
Figura 4.2 –	Coluna litoestratigráfica da Bacia Bauru nas diferentes áreas de ocorrência	12
Figura 5.1 –	Mapa geológico simplificado da porção noroeste da Bacia Bauru e relações estratigráficas entre as unidades na área de estudos	15
Figura 5.2 –	Características gerais da litofácies <i>Arenito com laminação plano-paralela</i>	19
Figura 5.3 –	Estruturas sedimentares e relações de contato da litofácies <i>Arenito com laminação plano-paralela</i>	20
Figura 5.4 –	Imagens de MEV de grãos de quartzo	21
Figura 5.5 –	Processo de formação de marcas onduladas eólicas	23
Figura 5.6 –	Geração das marcas onduladas eólicas	24
Figura 5.7 –	Características gerais da litofácies <i>Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava</i>	26
Figura 5.8 –	Aspectos sedimentares da litofácies <i>Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava</i>	27
Figura 5.9 –	Modelo representativo da litofácies <i>Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava</i>	29
Figura 5.10 –	Características gerais da litofácies <i>Arenitos conglomeráticos</i>	32
Figura 5.11 –	Seta indicando porção superior de um <i>set</i> da litofácies <i>Arenitos conglomeráticos</i> cortado por depósitos de arenito com laminação plano-paralela	33
Figura 5.12 –	Perfil 1 de <i>Aridisol</i> , Itajá (GO)	36
Figura 5.13 –	Perfil 2 de <i>Aridisol</i> , Itajá (GO)	39
Figura 5.14 –	Estruturas pedogênicas em perfis de <i>Aridisols</i> da Formação Marília	43
Figura 5.15 –	Icnofósseis da Formação Marília	44
Figura 5.16 –	Fotomicrografias de estruturas plásmicas e estrutura de base em <i>Aridisols</i> da Formação Marília	50
Figura 5.17 –	Fotomicrografias de cutãs e pedotúbulos em <i>Aridisols</i> da Formação Marília	51
Figura 5.18 –	Fotomicrografias de feições pedológicas nos <i>Aridisols</i> da Formação Marília	52
Figura 5.19 –	Perfil 1 de <i>Entisol</i> , serra da Mombuca (GO)	53
Figura 5.20 –	Perfil 2 de <i>Entisol</i> , serra da Mombuca (GO)	54
Figura 5.21 –	Fotomicrografias de feições pedológicas em <i>Entisols</i> da Formação Marília	58
Figura 5.22 –	Perfil de <i>Vertisol</i> , Quirinópolis (GO)	59
Figura 5.23 –	Feições pedogênicas em <i>Vertisols</i> da Formação Marília	61
Figura 5.24 –	Fotomicrografias de feições cristalinas e pedológicas nos <i>Vertisols</i> da Formação Marília	65

Figura 5.25 –	Fotomicrografias de feições cristalinas e cutãs dos paleossolos da Formação Marília	71
Figura 5.26 –	Modelo de acumulação de carbonato de cálcio em solos	74
Figura 5.27 –	Esquema evolutivo de acumulação de carbonato de cálcio em solos com texturas finas e horizontes de calcrete representativos da Formação Marília	77
Figura 6.1 –	Coluna estratigráfica representativa da área de estudos, mostrando as relações de contato entre os paleossolos e sedimentos	82
Figura 6.2 –	Modelo de evolução da Formação Marília na porção noroeste da Bacia Bauru, baseado em ciclos paleoclimáticos	87

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1 –	Frequências relativas em percentagem de litofácies e paleossolos no registro geológico	16
Tabela 5.2 –	Classes de tamanhos de poros	46

1. INTRODUÇÃO

Ambientes desérticos ocorrem preferencialmente em regiões caracterizadas por condições climáticas áridas e semi-áridas e, os depósitos eólicos formados por acumulações de areia ocupam apenas 20% em área dessas regiões (Oberlander, 1994).

Os processos eólicos de sedimentação e erosão ocorrem preferencialmente em regiões áridas (Koeppen, 1948) em virtude dos baixos índices de precipitação (< 250 mm/ano), que resultam na conformação de substratos com freqüentes déficits hídricos e relativamente pouco vegetados, nos quais a ação dos ventos em remover e transportar sedimentos é facilitada. Os processos pedogenéticos responsáveis à formação de solos em ambientes desérticos estão associados a porções dos sistemas eólicos (interdunas ou áreas proximais a canais efêmeros), que mantêm a capacidade de reter água por mais tempo. Nessas áreas, a presença de organismos pode desenvolver também estruturas sedimentares biogênicas como pistas, pegadas, escavações e rizólitos (Loope, 1988).

Apesar da importância do estudo dos paleossolos em sistemas deposicionais eólicos (Mountney, 2006), a temática ainda é escassa na literatura nacional. Mesmo internacionalmente, os paleossolos em sucessões sedimentares continentais têm recebido pouca atenção dos sedimentólogos até meados da década de 1980, em grande parte devido ao desconhecimento das feições e estruturas pedogênicas (Catt, 1987). Nos sistemas eólicos de lençóis de areia (*aeolian sand sheets*), a presença de algumas feições como rizólitos, arenitos maciços, horizontes eluviais e esbranquiçados, camadas de nódulos carbonáticos, zonas alteradas, calcrete, caliche e calcário conglomerático podem ser indícios de paleossolos (Klappa, 1980; Goudie, 1983; Kocurek e Nielson, 1986; Loope, 1988; Ollier e Pain, 1996; Mountney, 2006). Porém, dificilmente os estudos que descrevem essas feições as relacionam a formações pedogênicas.

A Formação Marília, unidade litoestratigráfica estudada neste trabalho, nos estados de Goiás e Mato Grosso do Sul, foi anteriormente interpretada como produto de deposição de leques aluviais e sistemas lacustres efêmeros (Barcelos, 1984; Fúlfaro et al., 1994; Batezelli, 2003; Batezelli et al., 2006), e recentemente revisada (Basilici et al., 2007, 2008) quanto aos processos e mecanismos deposicionais e reinterpretada como um antigo lençol de areia eólica, caracterizado pela alternância cíclica entre depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas (*wind ripples*) e paleossolos.

Os lençóis de areia eólica são caracterizados por apresentarem processos sedimentares e processos pedogenéticos na mesma área, nas quais as condições climáticas e/ou as taxas de sedimentação controlam a preponderância de um processo em detrimento do outro (Lancaster, 1993). Logo, o estudo da inter-relação espaço-temporal entre os depósitos e paleossolos é condição necessária à interpretação dos processos responsáveis à sedimentação e dos processos que determinaram as pausas na sedimentação, com conseqüente pedogênese (Tchakerian, 1991; Gustavson e Holliday, 1999; Tchakerian e Lancaster, 2002).

Em média, a frequência dos paleossolos nos lençóis de areia eólica da Formação Marília é de 65% das 30 seções medidas, enquanto os depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas representam 26%. Outros depósitos sedimentares produzidos por fluxos hidráulicos efêmeros totalizam apenas 9% da sucessão sedimentar.

Historicamente, alguns autores como Suguio (1973), Suguio e Barcelos (1983), Barcelos (1984), Etchebehere et al. (1993), Fernandes (1998), Manzini (1999), Goldberg e Garcia (2000) e Dias-Brito et al. (2001) reconheceram a presença de calcretes nodulares e paleossolos carbonáticos e associaram à paleodogênese na sucessão sedimentar da Formação Marília.

2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA

O objetivo geral deste trabalho é o reconhecimento dos diferentes tipos e o estudo da gênese dos paleossolos em um lençol de areia eólica, representado pela Formação Marília (sul de Goiás, nordeste do Mato Grosso do Sul), assim como a definição dos fatores ambientais que determinaram a alternância cíclica entre paleossolos e sedimentos, identificada na Formação Marília.

Os objetivos específicos são interdependentes e compreendem:

- i) o reconhecimento e descrição dos diferentes tipos/perfis (*pedotypes* segundo Retallack, 1994) de paleossolos e litofácies;
- ii) a definição das características genéticas dos sedimentos e paleossolos da Formação Marília;
- iii) a definição dos fatores ambientais que condicionaram os momentos de sedimentação e pedogênese;
- iv) o reconhecimento de possíveis seqüências horizontais (*pedofacies* de Bown e Kraus, 1987) e verticais de paleossolos e sedimentos e interpretação das suas inter-relações no espaço e tempo.

A interpretação dos resultados obtidos contribuirá à visualização dos fatores de controle e processos responsáveis pela pedogênese e sedimentação no espaço e tempo em áreas de lençóis de areia eólica. A contribuição da pesquisa ao entendimento das condições que determinaram a formação de paleossolos em sistemas eólicos de lençóis de areia e suas relações com o clima e taxas de sedimentação/erosão é um tema de grande importância à compreensão dos sistemas análogos atuais.

Os paleossolos possuem grande importância nos estudos paleoambientais das sucessões sedimentares continentais, pois fornecem registros representativos (*proxy records*) sobre as condições climáticas passadas, taxas de sedimentação e erosão, evolução da paisagem, controles autogênicos e alogênicos na evolução das bacias sedimentares, bem como fornecem dados para correlações estratigráficas em escala local a global (Catt, 1990; Retallack, 1990, 1997; Kraus, 1999). Esses aspectos, aliados a preponderância dos paleossolos na sucessão vertical da Formação Marília, justificam o uso das análises paleopedológicas na formação em estudo.

A escolha da porção noroeste da Bacia Bauru como área de estudos, na faixa aflorante da Formação Marília, por uma área total de aproximadamente 15.000 km², deve-se ao fato de que a área representa um excelente exemplo antigo de sedimentação e paleopedogênese em sistema desértico (Basilici et al., 2007; 2008). A escassez de estudos sedimentológicos de detalhe na porção setentrional da Bacia Bauru (Fúlfaro e Perinotto, 1996), contribuiu também para a definição da área a ser estudada.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Os métodos utilizados contemplaram estudos de atualização e compilação bibliográfica, aquisição de dados em campo, análises laboratoriais e tratamento dos dados.

3.1 Estudo bibliográfico

A primeira fase da pesquisa foi representada pelo estudo da bibliografia disponível. O levantamento bibliográfico temático e específico teve por intuito: i) a atualização e o aprofundamento conceitual sobre paleossolos e solos de ambientes desérticos; ii) o estudo sobre a gênese das principais feições pedológicas e das inter-relações entre paleossolos e sedimentos em lençóis de areia eólica; iii) a busca por caracterizações geológicas regionais e, iv) estudos de métodos e técnicas correntemente utilizadas em paleopedologia, sedimentologia e estratigrafia de ambientes desérticos.

3.2 Aquisição de dados em campo

A aquisição de dados em campo foi dividida de acordo com os objetos em estudo, sedimentos e paleossolos.

A etapa pré-campo envolveu a análise da bibliografia sobre a geologia regional, a consulta de cartas e mapas geológicos presentes em publicações, teses e dissertações e, a análise de imagens de satélite, visando à escolha de áreas com boas exposições da Formação Marília entre os estados de Goiás e Mato Grosso do Sul.

Em campo, as seções estratigráficas descritas representam as melhores áreas de exposição, que geralmente ocorrem nas porções frontais de escarpas e serras, cortes de rodovias, barrancos de estradas vicinais e anfiteatros de erosão formados sobre os patamares carbonatados da Formação Marília, que controlam efetivamente as topografias regionais.

Os trabalhos de campo desenvolvidos na porção noroeste da Bacia Bauru foram concentrados em áreas próximas as cidades de Paranaíba (MS), Cassilândia (MS), Itajá (GO), Quirinópolis (GO) e Itarumã (GO), em afloramentos com boas condições de preservação dos perfis de paleossolos e das características sedimentares e estratigráficas, permitindo a observação das

estruturas sedimentares e a geometria dos litossomas. Grande parte dos afloramentos possui espessuras de até 150 m, permitindo a completa visualização do empilhamento faciológico e das relações temporais com os perfis de paleossolos.

A atividade de aquisição de dados em campo visou à coleta de dados paleopedológicos e sedimentares, mediante a descrição de afloramentos-chave, usando diferentes métodos de estudo, segundo os objetivos propostos.

Sedimentos

Para a descrição e interpretação dos sedimentos foi utilizado o método de análise de fácies (Walker, 2006), porém sem fazer uso da codificação de fácies e, levando em consideração modelos físicos (hidráulicos) de sedimentação no lugar da comparação das litofácies. Nesta etapa do trabalho foram medidas e confeccionadas seções uni- e bidimensionais, e diferenciadas as principais litofácies com base nas propriedades litológicas (granulometria, textura, estruturas sedimentares e geometria das camadas) e relações de contato.

Paleossolos

A primeira etapa na descrição dos paleossolos foi o reconhecimento dos diferentes pedotipos de paleossolos (*pedotypes* segundo Retallack, 1994), assim como o estabelecimento das relações existentes entre os tipos de paleossolos e os sedimentos (Retallack, 1990).

Quando comparadas às análises de paleossolos com os estudos de solos atuais, importantes diferenciações precisam ser empregadas, principalmente se comparadas às propriedades diagnósticas químicas, como pH, Eh, condutividade elétrica, saturação por bases e conteúdo de matéria orgânica, ou mesmo propriedades físicas de densidade e porosidade. Grande parte dessas propriedades físico-químicas sofre alterações diagenéticas em suas características composicionais ou estruturais em decorrência da compactação e percolação de fluídos após o soterramento, não sendo utilizadas como critério para a distinção e classificação dos paleossolos.

A identificação dos paleossolos em campo foi realizada mediante o reconhecimento de duas ou mais das seguintes feições diagnósticas: rizólitos, estruturas e horizontes de solo (Retallack, 1990).

A descrição morfológica seguiu em parte os critérios propostos por Lemos e Santos (1984), com modificações propostas por Catt (1990) e Birkeland (1999). A taxonomia dos horizontes e

perfis está de acordo com o *US Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2003), por se tratar de um sistema mais apropriado à classificação dos paleossolos (Kraus, 1999).

O sistema de classificação definido no *US Soil Taxonomy* é baseado na identificação de horizontes diagnósticos, segundo a descrição das principais características pedogenéticas em campo: espessura dos horizontes; classe e topografia de transição com horizontes subjacentes; cor (comparada com a Carta de Cores Munsell); quantidade e contraste de mosqueamento; textura; forma, dimensão e grau de desenvolvimento dos agregados estruturais (peds); presença e tipo de revestimentos; cimentação; quantidade, tamanho, dureza, forma, cor e natureza das glébulas; forma, diâmetro e percentual de traços de organismos (rizólitos, escavações, crotovinas).

Adicionalmente às descrições de campo, foram coletadas amostras indeformadas e orientadas, representativas dos principais horizontes e tipos de paleossolos, para a confecção de lâminas delgadas.

3.3 Análises Laboratoriais

Micromorfologia dos paleossolos

As análises micromorfológicas são essenciais para a descrição e caracterização dos paleossolos, pois os estudos paleopedológicos se baseiam essencialmente na macro- e micromorfologia dos materiais (Andreis, 1981; Catt, 1990; Retallack, 1990).

A confecção das seções delgadas de 3 x 30 x 50 mm foi realizada no Laboratório de Laminação do IG/Unicamp. Devido ao alto grau de desagregabilidade das amostras, mesmo que em sua maior parte cimentadas por carbonato de cálcio, foi necessário a impregnação com resina de poliéster, que promoveu o endurecimento do material por polimerização, viabilizando a confecção das lâminas sem perda significativa de material.

A impregnação consistiu na introdução de uma resina líquida com catalisador nos poros dos paleossolos mediante o uso de vácuo. A resina possui a propriedade de solidificar por polimerização, no interior dos poros, promovendo o endurecimento dos materiais e permitindo o corte e desbaste das seções delgadas até a espessura de 0,03 mm.

Para o preparo de cada amostra foram utilizados 88 ml de epóxi araldite (EP 1204), 10 ml de catalisador (EP 1204), 19 ml de álcool etílico e corante azul de metileno até atingir a coloração azul intenso.

Quanto à preparação da resina, ao misturar os reagentes, o corante teve que ser dissolvido diretamente na resina epóxi, pois é insolúvel em álcool. Após o preparo, a resina foi utilizada em até 15 minutos, pois a partir deste intervalo de tempo tem início o processo de solidificação por polimerização. Esta técnica, além de propiciar uma melhor definição da porosidade, permite o endurecimento de materiais friáveis, viabilizando a confecção de seções delgadas.

Os procedimentos empregados na descrição das lâminas delgadas seguem as proposições de Bullock et al. (1985) e Castro (2002), realizados sistematicamente sobre amostras da base para o topo dos perfis, inicialmente com auxílio de lupa binocular e posteriormente ao microscópio óptico de luz polarizante.

As principais características micromorfológicas observadas abrangeram o reconhecimento das organizações do fundo matricial, microestruturas, trama, pedalidade, porosidade e feições pedológicas (cutãs, pedotúbulos, glébulas, cristalárias). Outros atributos gerais como grau de seleção, dimensão, frequência, forma e distribuição dos grãos do esqueleto e agregados também foram analisados.

3.4 Tratamento dos dados

O tratamento diferenciado dos dados por objetos de estudo permitiu a individualização dos diferentes mecanismos deposicionais e produtos sedimentares nos sedimentos e a classificação dos paleossolos em ordens de paleossolos.

A análise e interpretação conjunta dos dados possibilitaram o reconhecimento de possíveis tendências horizontais e verticais de organização e sucessão de corpos sedimentares e paleossolos, bem como a elaboração de um modelo de construção dos corpos geológicos na Formação Marília baseado em ciclos paleoclimáticos.

4. ÁREA DE PESQUISA E ASPECTOS GEOLÓGICOS

4.1 Bacia Bauru

A Bacia Bauru é localizada na porção centro-norte da Bacia do Paraná, no sudeste brasileiro. Com uma área de aproximadamente 370.000 km², abrange o oeste do estado de São Paulo, nordeste do Mato Grosso do Sul, sudeste do Mato Grosso, sul de Goiás e oeste de Minas Gerais (Figura 4.1).

Com formato alongado na direção norte/nordeste, a bacia foi implantada principalmente sobre substrato basáltico da Formação Serra Geral e depósitos arenosos do Grupo Caiuá. É constituída predominantemente por rochas siliciclásticas, argilo-arenosas na base, e arenosas e conglomeráticas no topo, com espessura máxima preservada de 300 metros no sudoeste paulista.

O depocentro da bacia é situado acima da área com maior espessura de basaltos da Formação Serra Geral, motivo pelo qual a subsidência tem sido interpretada como produto de reajustes flexurais negativos da litosfera, ocorridos após a acomodação e resfriamento dos basaltos, em resposta à retração do soerguimento crustal e arrefecimento de seu substrato basáltico (Riccomini, 1995, 1997).

Os limites atuais da Bacia Bauru são essencialmente erosivos e/ou tectônicos, como já mostrado por Fernandes e Coimbra (1996), Riccomini (1997) e Batezelli (2003); demarcados pela Antéclise de Rondonópolis (Coimbra, 1991) a noroeste, Soerguimento do Alto Paranaíba (Hasui e Haralyi, 1991) a nordeste, alinhamentos do rio Mogi Guaçu (Coimbra et al., 1981) São Carlos-Leme e Ibitinga-Botucatu (Riccomini, 1995) a leste e do Paranapanema (Fúlfaro, 1974) a sul e sudeste. A oeste seu limite é encoberto por depósitos colúvio-eluviais e aluviais quaternários (Sallun et al., 2007).

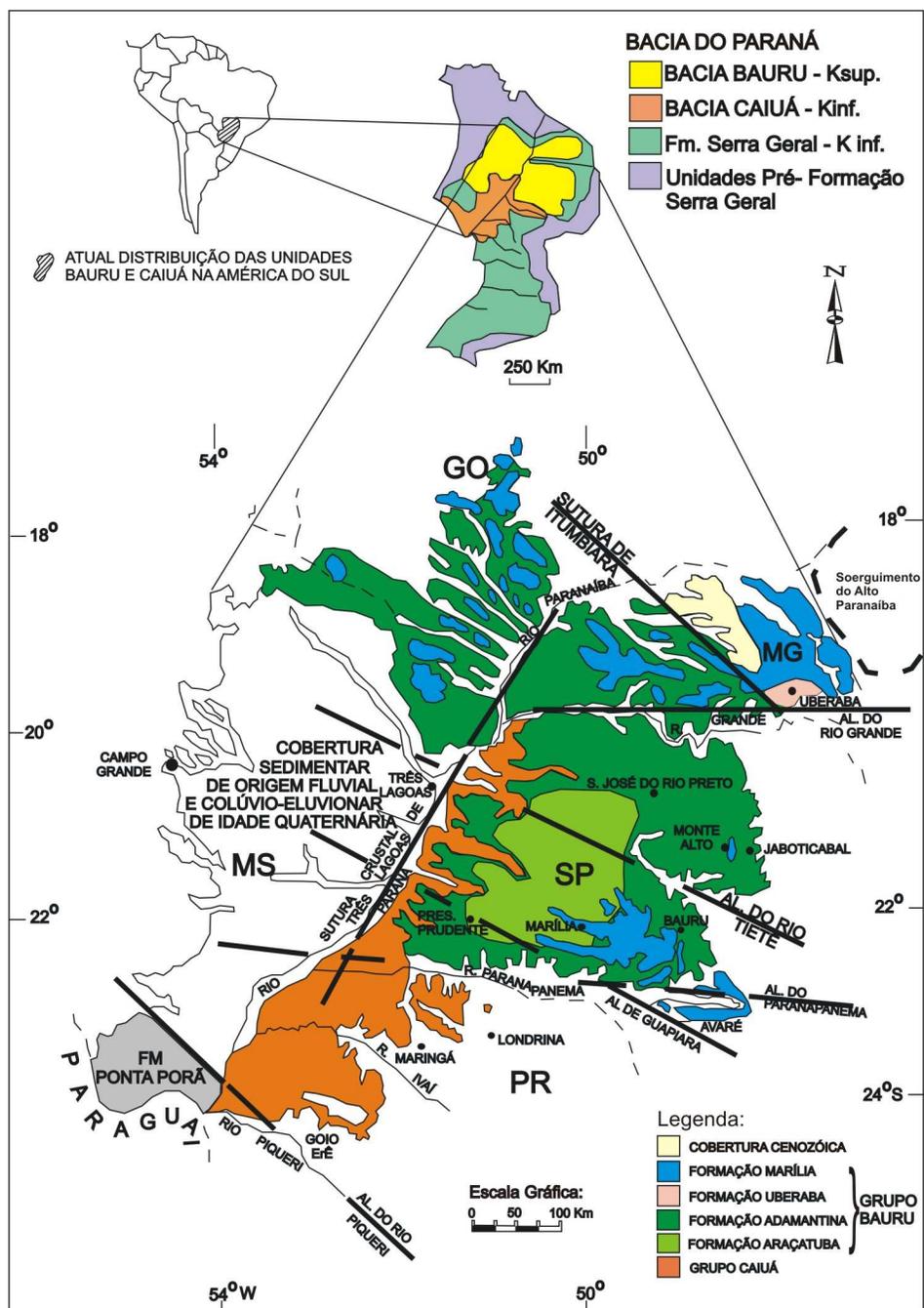


Figura 4.1 – Distribuição das unidades litoestratigráficas da Bacia Bauru (Fernandes e Coimbra, 1996, modificado por Batezelli, 2003).

A Bacia Bauru é subdividida em dois grupos: Caiuá e Bauru. As relações estratigráficas entre os dois grupos ainda é tema bastante controverso. Alguns autores defendem a tese da interdigitação e contemporaneidade dos grupos (Fernandes e Coimbra, 1996; Fernandes, 1998;

Fernandes e Coimbra, 2000), enquanto outros, baseados no reconhecimento de uma superfície de descontinuidade regional, denominada de Geossolo Santo Anastácio (Fúlfaro et al., 1999) e dados paleomagnéticos (Ernesto et al., 2006), entendem que os dois grupos se depositaram em intervalos distintos: Grupo Caiuá no Eocretáceo (Aptiano/Albiano) e o Grupo Bauru no Neocretáceo (Campaniano-Maastrichtiano), separados por superfícies de discordância de milhões de anos (Figura 4.2).

Numerosos trabalhos têm procurado hierarquizar do ponto de vista estratigráfico, as diferentes unidades que afloram na Bacia Bauru. A subdivisão proposta por Soares et al. (1980) para o estado de São Paulo, em quatro formações: Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina e Marília, alcançou grande aceitação dos pesquisadores em função de sua operacionalidade em campo (Etchebehere et al., 1993; Dias Brito et al., 2001). Porém, principalmente a partir da década de 1990, surgem novos trabalhos com propostas de inclusão, reformulação e exclusão de unidades da Bacia Bauru (Fernandes, 1992, 1998; Fernandes e Coimbra 1994, 1996, 2000; Batezelli 1998, 2003; Paula e Silva, 2003).

Dentre as principais proposições dos autores citados estão à inclusão das formações Uberaba (Hasui, 1968) e Araçatuba (Zaine et al., 1980) no Grupo Bauru e a reclassificação da Formação Caiuá na categoria de Grupo Caiuá (Fernandes, 1992).

Na área de estudos, no nordeste do Mato Grosso do Sul e sudeste de Goiás afloram apenas as formações Adamantina e Marília do Grupo Bauru (Barcelos, 1984; Fúlfaro et al., 1994) e Santo Anastácio do Grupo Caiuá (Fernandes e Coimbra, 1994).

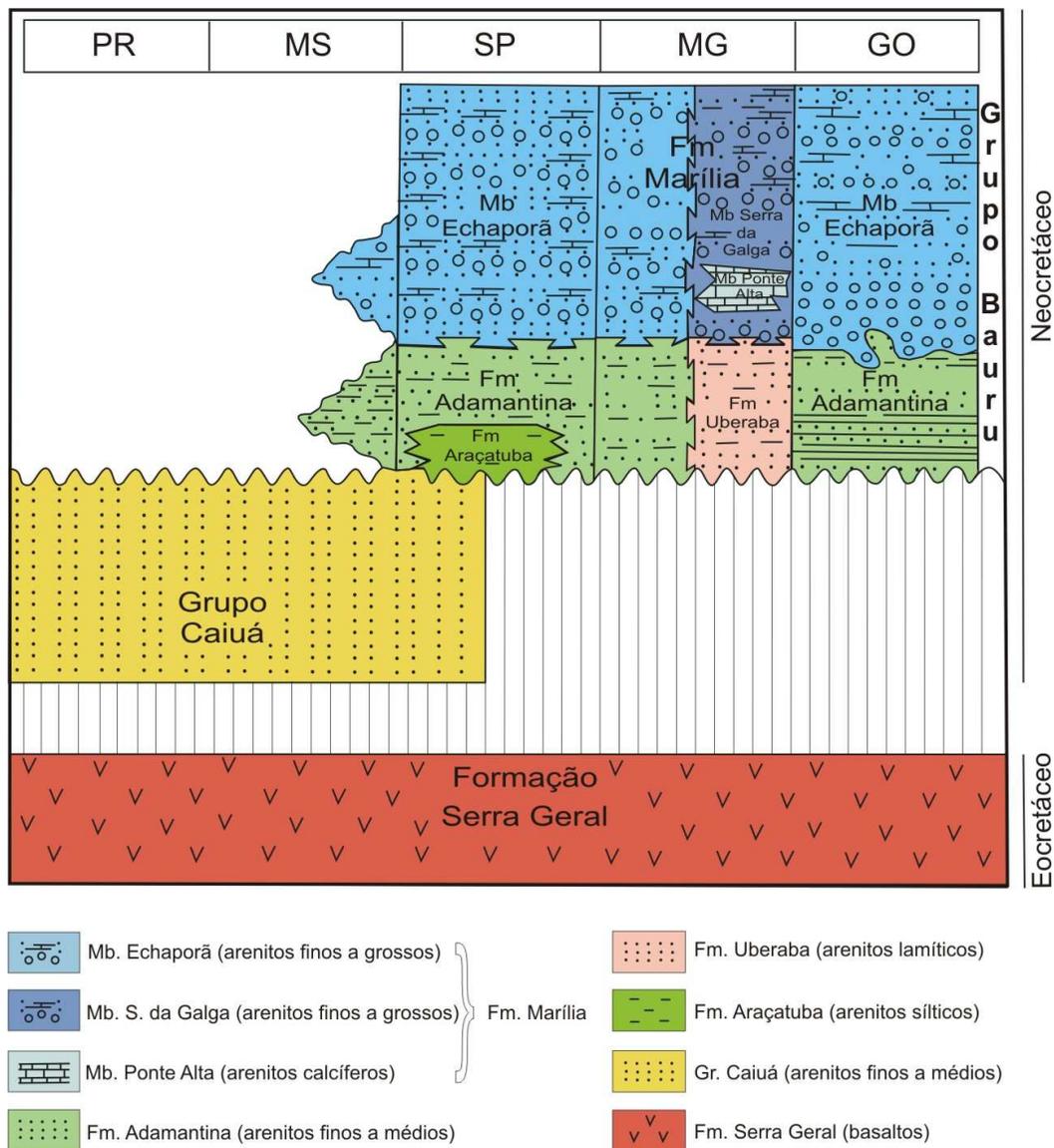


Figura 4.2 – Coluna litoestratigráfica da Bacia Bauru nas diferentes áreas de ocorrência (modificado de Fúlvaro e Perinotto, 1996).

4.2 Formação Marília

A Formação Marília foi descrita e definida pela primeira vez por Almeida e Barbosa (1953), em ocasião estudando a então Série Bauru no estado de São Paulo, na região das serras de Santana, Itaqueri, São Carlos e Cuzcuzero. A Formação Marília foi considerada como Unidade Superior da Série Bauru e individualizada da Formação Itaqueri (Unidade Inferior) em campo, devido à marcante presença de nódulos e cimentação carbonática em suas rochas.

Entretanto, com base principalmente na falta de continuidade lateral dos depósitos da Formação Marília, Freitas (1955) considerou inadequada à subdivisão proposta por Almeida e Barbosa (1953), que foi posteriormente abandonada. Até a formalização estratigráfica como Formação Marília (Soares et al., 1980), a unidade rochosa recebeu diversas denominações informais: fácies calco-conglomerática, fácies C, litofácies Marília, Membro Superior, fácies Marília e Unidade Superior (IPT, 1981).

Segundo a definição de Soares et al. (1980), a Formação Marília seria caracterizada em superfície:

[...] Unidade composta por arenitos de grosseiros [*sic*] a conglomeráticos, com grãos angulosos, teor de matriz variável, seleção pobre, ricos em feldspatos, minerais pesados e minerais instáveis; ocorrem em bancos com espessura média entre 1 e 2 m, maciços ou com acamamento incipiente subparalelo e descontínuo, raramente apresentando estratificação cruzada de médio porte com seixos concentrados nos estratos cruzados; raras camadas descontínuas de lamitos vermelho e calcário são encontradas (Soares et al., 1980, p. 182).

A Formação Marília possui espessura máxima preservada de 160 a 180 m em superfície (Soares et al., 1980; IPT, 1981) na cidade de Marília (SP) e 233 m em subsuperfície na cidade de Lupércio (SP) (Paula e Silva, 2003). A distribuição geográfica, no estado de São Paulo, acompanha os espigões regionais dos principais rios do Planalto Ocidental Paulista. Os afloramentos mais conspícuos se concentram entre os planaltos de Garça-Marília, Echaporã e Monte Alto, no centro-norte (Soares et al., 1980; IPT, 1981).

Barcelos (1984), em estudo sobre a ocorrência de unidades do Grupo Bauru fora do estado de São Paulo, amplia os limites anteriormente conhecidos da Formação Marília para outros estados, destacando as exposições em Minas Gerais (região do Triângulo Mineiro), no sul de Goiás e nordeste do Mato Grosso do Sul.

Barcelos (1984) e Barcelos e Suguio (1987), após reconhecerem e correlacionarem as rochas da Formação Marília em outros estados, propuseram também sua subdivisão em três membros: Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã. Os dois primeiros teriam ocorrência geográfica restrita ao Triângulo Mineiro; enquanto o Membro Echaporã ocuparia vastas áreas do oeste do Planalto Ocidental Paulista, sudoeste do Triângulo Mineiro, sul de Goiás e nordeste do Mato Grosso do Sul.

O Membro Ponte Alta é constituído por conglomerados e brechas associadas a calcários impuros, margas e folhelhos calcíticos (Goldberg e Garcia, 2000). O Membro Serra da Galga representa as litofácies menos cimentadas por carbonato de cálcio, que pode apresentar cimentação silicosa (Ribeiro, 2000). É composto predominantemente por arenitos finos a muito grossos, conglomerados e arenitos conglomeráticos associados a silcretos e calcretos (Ribeiro, 2000).

Os membros Ponte Alta e Serra da Galga apresentam contatos interdigitados, complexos e irregulares, marcados em afloramentos pela passagem brusca entre litofácies não-cimentadas por carbonato de cálcio do Membro Serra da Galga à litofácies intensamente cimentadas do Membro Ponte Alta (Fernandes e Coimbra, 2000; Batezelli, 2003). Todavia, em termos regionais o Membro Ponte Alta tem passagens graduais para o Serra da Galga (Goldberg e Garcia, 2000). Supõe-se passagem lateral gradual entre os membros Serra da Galga e Echaporã, estratigraficamente correlato a oeste do Triângulo Mineiro (Barcelos e Suguio, 1987; Fernandes e Coimbra, 2000).

O Membro Echaporã, nos estados de Goiás e Mato Grosso do Sul, é caracterizado por arenitos muito finos a médios e raros depósitos de arenitos conglomeráticos. Os arenitos são bem selecionados, bem arredondados e exibem alta esfericidade, predominantemente constituídos por quartzo e secundariamente por fragmentos líticos. A espessura máxima da unidade nessa região é de 150 m em superfície e até 65% do registro sedimentar é formado por paleossolos (Basilici et al., 2008).

A idade de deposição atribuída à Formação Marília é Maastrichtiano (74-65 Ma). Esta idade foi obtida através de correlações estratigráficas com vertebrados fósseis do gênero *Aeolosaurus* (Santucci e Bertini, 2001), por relacionamentos estratigráficos e biogeográficos com diferentes *taxa* de ostracodes e carófitos (Dias-Brito et al., 2001) e dados paleomagnéticos (Tamrat et al., 2002).

5. RESULTADOS

5.1 A Formação Marília na porção noroeste da Bacia Bauru

Na porção noroeste da Bacia Bauru afloram os grupos Caiuá e Bauru. Este último é representado apenas pelas unidades superiores Adamantina e Marília (Figura 5.1). As relações de contato entre os dois grupos são desconhecidas.

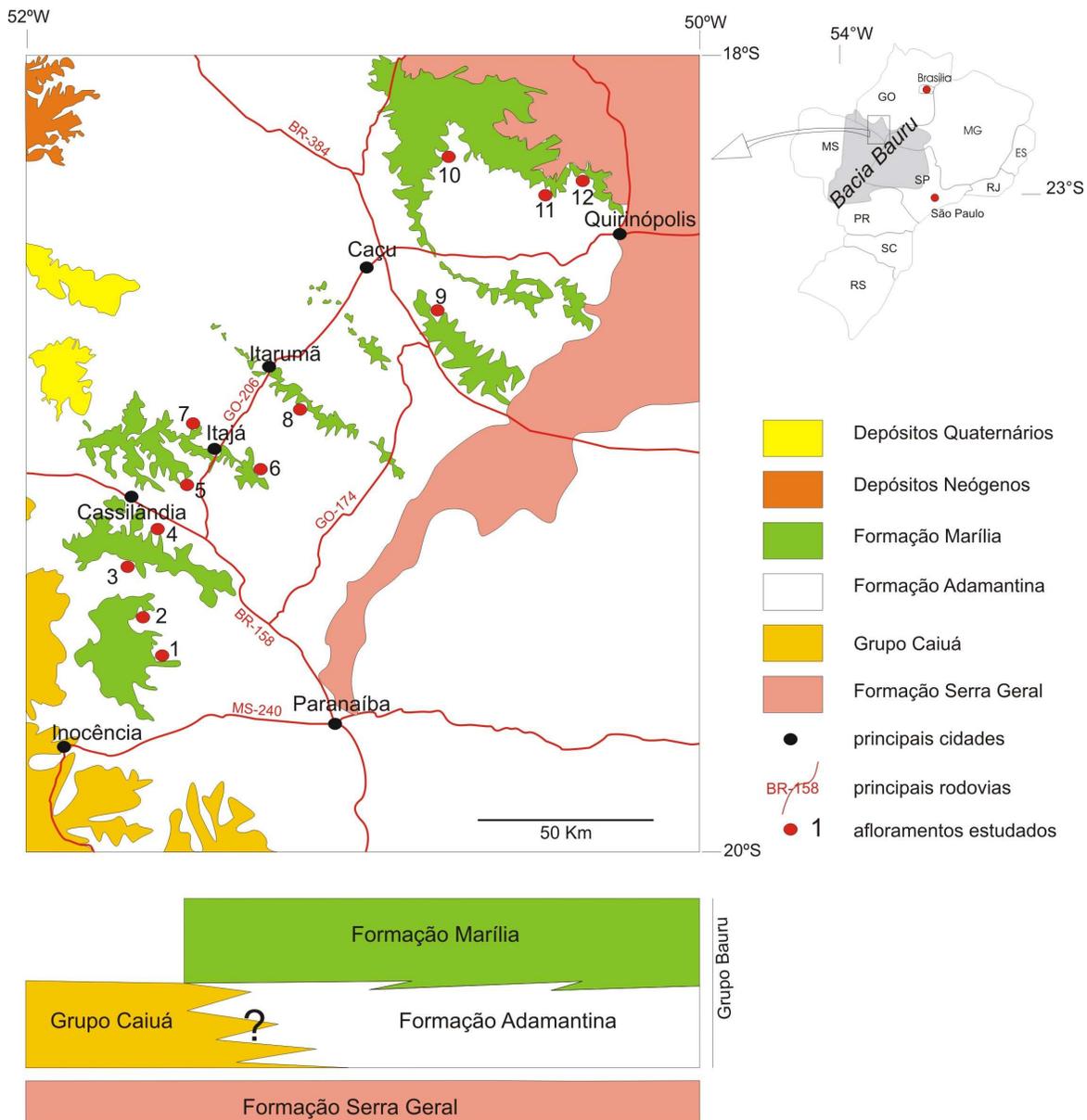


Figura 5.1 – Mapa geológico simplificado da porção noroeste da Bacia Bauru e relações estratigráficas entre as unidades na área de estudos (modificado de CPRM, 2004).

Em campo foram medidas e descritas 30 seções estratigráficas, que permitiram o reconhecimento de três litofácies: *Arenito com laminação plano-paralela*; *Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava* e *Arenitos conglomeráticos*; e três tipos de paleossolos: *Aridisols*, *Entisols* e *Vertisols*.

Tabela 5.1 – Frequências relativas em percentagem de litofácies e paleossolos no registro geológico.

	% Litofácies	% Paleossolos	% Total do registro geológico
<i>Arenito com laminação plano-paralela</i>	74	-	26
<i>Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava</i>	3	-	1
<i>Arenitos conglomeráticos</i>	23	-	8
<i>Aridisols</i>	-	67	43
<i>Entisols</i>	-	24	16
<i>Vertisols</i>	-	9	6
Total	-	-	100

5.2 Depósitos

5.2.1 *Arenito com laminação plano-paralela* – depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas

Descrição

A litofácies *Arenito com laminação plano-paralela* é a mais comum descrita na área de estudos, constituindo 26% do registro geológico. Esta litofácies forma pacotes de geometria

tabular, com 90-650 cm de espessura e continuidade lateral maior que 50 m (Figura 5.2A). Apenas camadas lenticulares da litofácies *Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava* interrompem o desenvolvimento lateral dessa litofácies. É formada por arenitos com laminações plano-paralelas horizontais ou de baixo-ângulo (Figuras 5.2B, C, D, E).

A granulação varia de areia muito fina a grossa, predominantemente constituída por grãos de quartzo e fragmentos líticos (basalto e quartzito). Algumas concentrações locais (< 2%) de clinopiroxênio eudral foram observadas. Os arenitos são bem selecionados e os grãos de quartzo são bem arredondados e apresentam alta esfericidade.

As laminações plano-paralelas horizontais ou de baixo-ângulo são identificáveis por pequenas diferenças de granulação: lâminas (< 2 mm) formadas por arenitos muito finos a finos intercaladas com camadas finas (2 mm a 2 cm) de arenitos médios a grossos. Tanto as lâminas como as camadas finas possuem continuidade lateral limitada, adelgaçando e desaparecendo para as bordas (*pinching out*). Essa estrutura sedimentar é similar as “*pinstripe laminations*” descritas por Fryberger e Schenck (1988) (Figura 5.3A, B).

As camadas mais finas podem exibir gradação inversa; mais visível em seções cortadas de forma oblíqua aos planos de estratificação (Figura 5.3C). Muito raramente são observadas laminações cruzadas em um único *set*. As lâminas são facilmente visíveis devido à cor preta dos grãos de quartzo revestidos por óxidos de ferro (Figura 5.3C). Superfícies de truncamento horizontais ou de baixo-ângulo dividem *cosets* de laminações com espessura entre 2-50 cm (Figura 5.3D).

A superfície basal ou limite inferior com outras litofácies ou paleossolos é sempre assinalada por uma superfície erodida subhorizontal ou inclinada de baixo-ângulo (Figura 5.3E, F), enquanto o limite superior dependerá exclusivamente do elemento sobreposto: transição difusa com paleossolos e erodida com outras litofácies.

Pequenos clastos intraformacionais (poucos milímetros a 5 cm de comprimento), de formas angulares a subangulares, constituídos por arenitos lamíticos de cor bruno-avermelhado, podem ocorrer em meio a camadas pouco espessas intercaladas as laminações plano-paralelas.

Vestígios de bioturbação não são freqüentes; visualmente não ultrapassam 5% da superfície em área das seções. Os icnofósseis mais observados foram tubos cilíndricos verticais com 5-10 mm de diâmetro, preenchidos por areia fina a média. Em alguns casos podem ser

verificadas estruturas de ramificação com afinamento para a base, também preenchidas por areia fina a média, interpretadas como crotovinas.

Nódulos macios, brancos e irregulares de carbonato de cálcio, 1-5 mm de diâmetro, ocorrem disseminados por toda a extensão da litofácies. Outros nódulos de carbonato de cálcio, brancos, duros, esféricos e arredondados, que ocorrem em meio à litofácies, organizados em linhas ou camadas, foram associados à erosão dos antigos solos sotopostos.

A textura superficial dos grãos de quartzo (0,125 a 1 mm de diâmetro), observadas ao microscópio eletrônico de varredura (MEV), mostra alto grau de arredondamento dos grãos de quartzo e a textura superficial fosca (Figura 5.4A). Algumas feições produzidas pela abrasão eólica, como fraturas conchoidais (*dish-shaped conchoidal fractures*) (Figura 5.4B) e placas planas soerguidas (*upturned plates*) podem ser observadas na superfície dos grãos

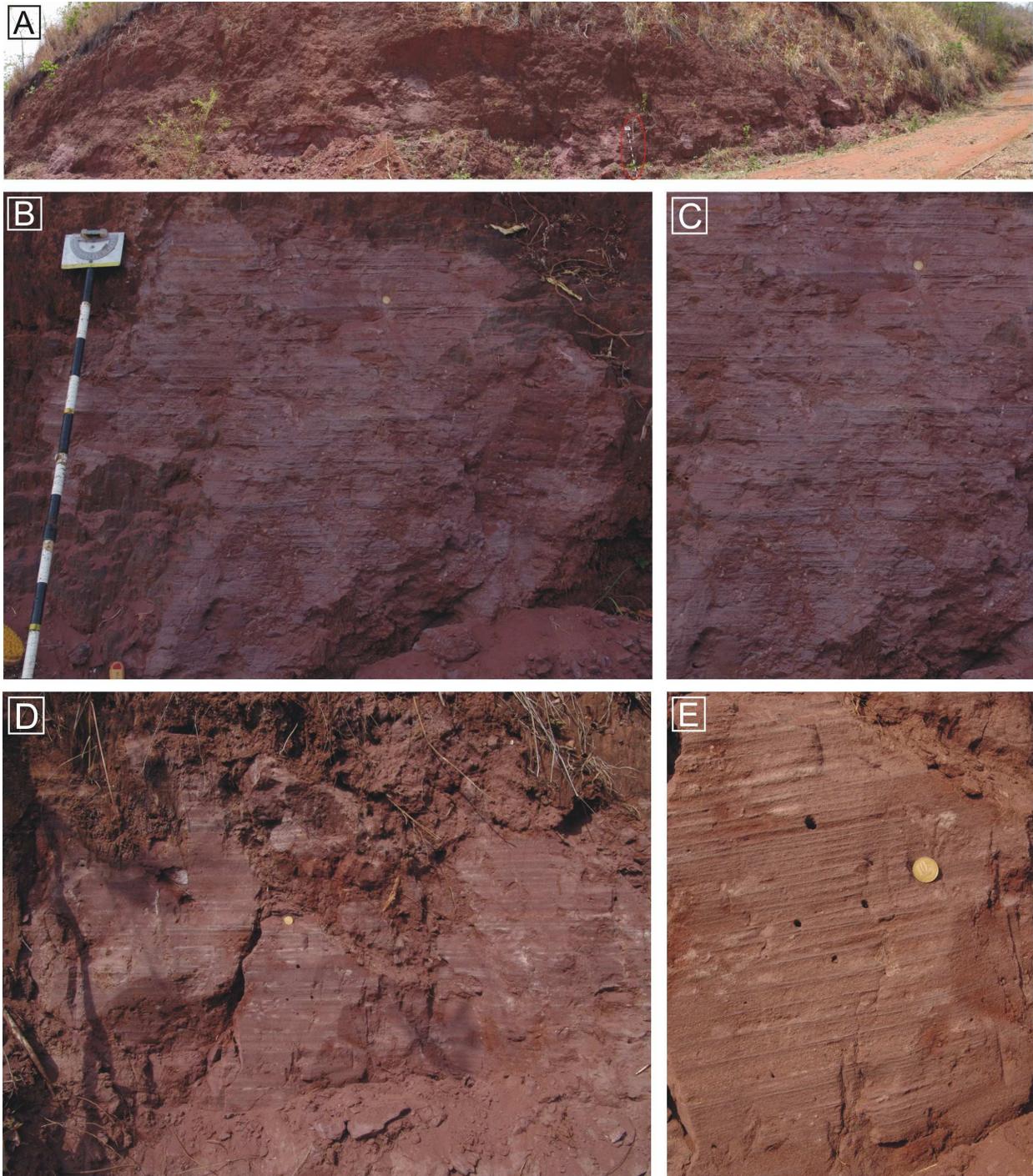


Figura 5.2 – Características gerais da litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*. A) Afloramento da litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*, mostrando a continuidade lateral dos depósitos por mais de 150 m. (B-E) Aspectos das laminações plano-paralelas horizontais ou de baixo-ângulo produzidas por marcas onduladas eólicas. Escalas: Bastão de Jacob com 1,5 m de comprimento; Moeda de dez centavos com 2 cm de diâmetro. (Fotos A-E, afloramento 8 da figura 5.1).

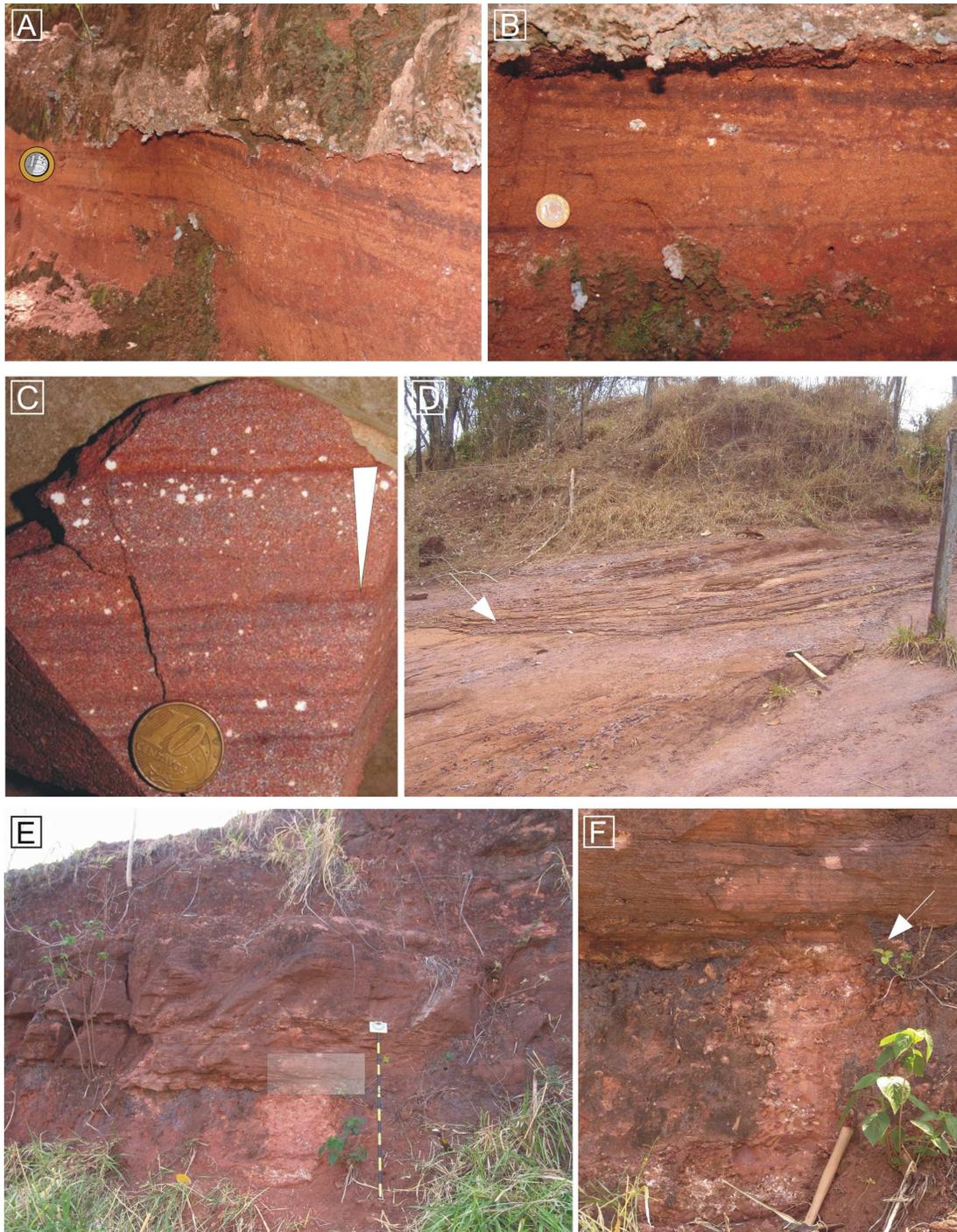


Figura 5.3 – Estruturas sedimentares e relações de contato da litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*. (A-B) “*Pinstripe laminations*”. C) Detalhe de um *set* com gradação inversa. D) Superfície de truncamento de baixo-ângulo dividindo *cosets* de laminações plano-paralelas. E) Superfície erodida com forma plana subhorizontal separando perfil de *Aridisol* (abaixo) de corpo da litofácies *Arenito com laminação plano-paralela* e F) Detalhe da foto anterior. Escalas: Moeda de um real com 2,5 cm de diâmetro; Moeda de dez centavos com 2,0 cm de diâmetro; Martelo com 27,5 cm de comprimento; Bastão de Jacob com 1,5 m de comprimento. (Fotos A-D, afloramento 5 e E-F, afloramento 7 da figura 5.1).

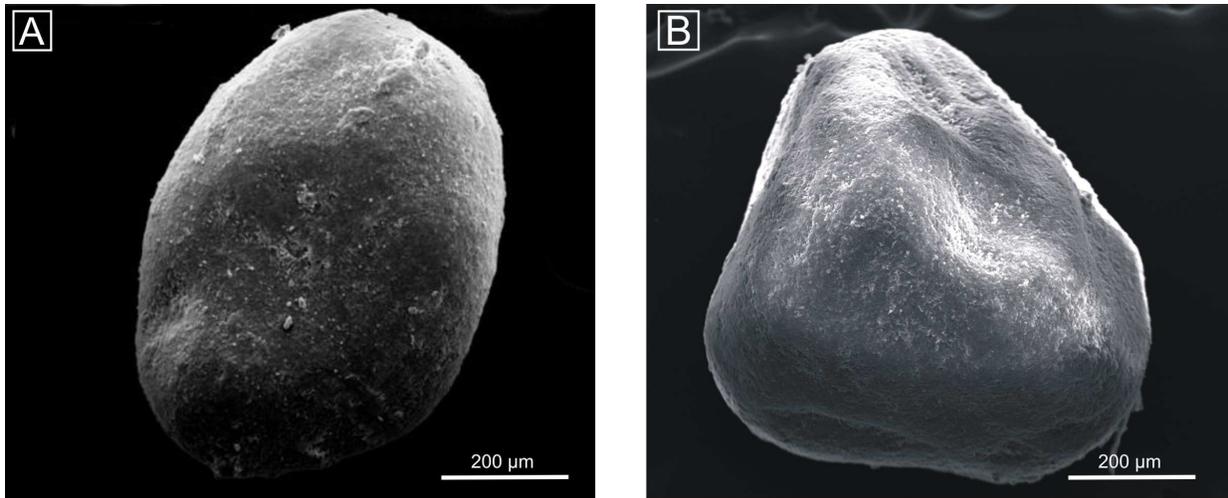


Figura 5.4 – Imagens de MEV de grãos de quartzo. A) Grão bem arredondado de alta esfericidade. B) Fraturas conchoidais (*dish-shaped conchoidal fractures*), produzidas pela abrasão eólica.

Interpretação

A litofácies *Arenito com laminação plano-paralela* foi interpretada como produto da deposição de areias com marcas onduladas eólicas, que formaram estratificação cavalgante transladante subcrítica (*subcritically climbing transladent strata*). Bagnold (1941) e Hunter (1977) observaram que pequenas marcas onduladas assimétricas formadas em superfícies expostas ao transporte eólico, produziam laminações plano-paralelas caracterizadas por variações de granulação: lâminas de areia muito fina a fina e lâminas ou camadas finas de areia média a grossa. As laminações horizontais ou de baixo-ângulo são produto da migração das cristas das ondulações que concentram grãos mais grossos nas zonas de alto-impacto por sobre as zonas de sombra ou de baixo-impacto, que acumulam os grãos mais finos (Figura 5.5A, B). A orientação do fluxo determinará a formação de zonas com morfologia suave à montante das cristas e zonas abruptas à jusante, configurando a morfologia de uma marca ondulada assimétrica (Figura 5.5A, B). A contínua migração das cristas das ondulações no sentido das zonas de baixo-impacto promove a formação de lâminas e pequenas camadas caracterizadas por gradação inversa, na qual laminações cruzadas produzidas por avalanche são dificilmente reconhecíveis devido ao alto grau de seleção das areias (Hunter, 1977; Mountney, 2006) (Figura 5.6A, B). Essas estruturas podem cobrir superfícies de dezenas de metros formando *sets* superpostos de camadas de geometria tabular com laminações plano-paralelas. A mudança no sentido ou velocidade do vento pode

gerar superfícies erodidas locais, sucessivamente recobertas por novos *cosets* de camadas de areias com laminações plano-paralelas.

Os grãos de areia que constituem os arenitos são bem selecionados, bem arredondados, e exibem superfícies foscas, e outras microfeições descritas que indicam deposição por ação de processos eólicos (Mountney, 2006). O processo de deflação eólica origina superfícies erodidas subhorizontais ou levemente inclinadas, como as observadas no contato inferior dessa litofácies (Hunter, 1977). Grãos de areia muito fina e fina revestidos por óxidos de ferro também são característicos de ambientes desérticos (Oberlander, 1994).

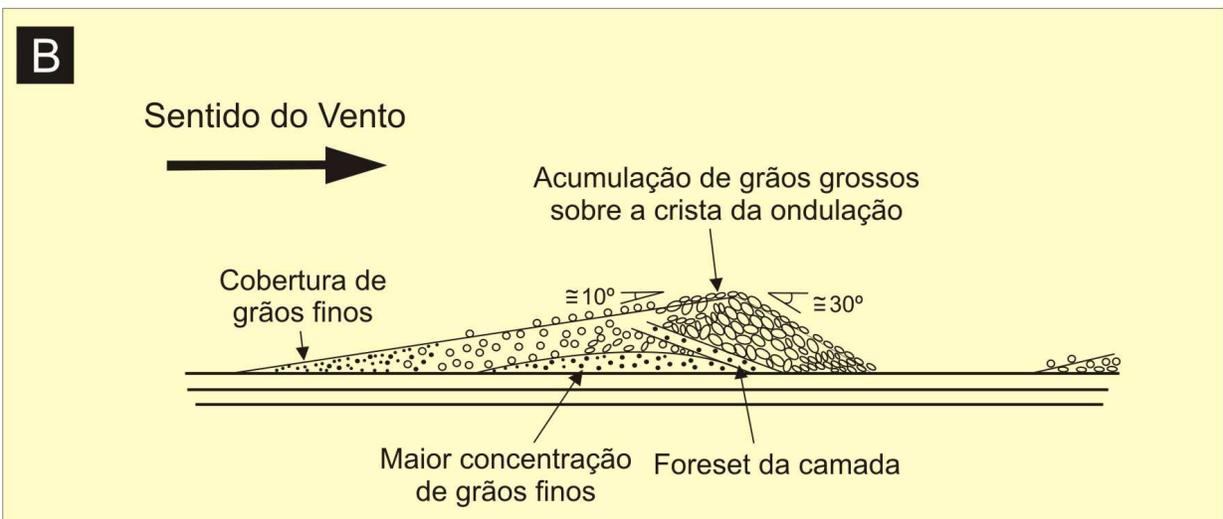
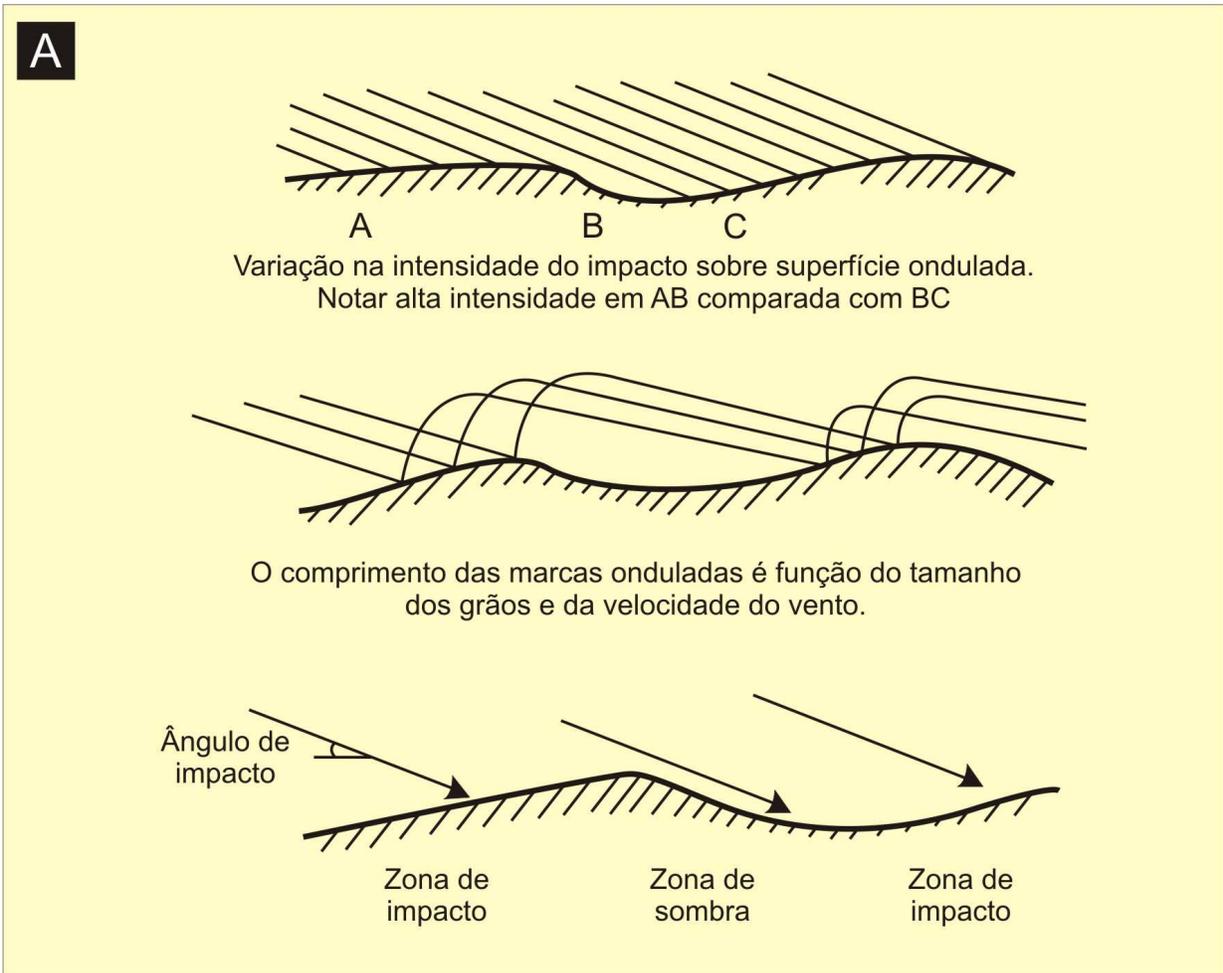


Figura 5.5 – Processo de formação de marcas onduladas eólicas. A) Alternância entre zonas de impacto e zonas de sombra no desenvolvimento das marcas onduladas eólicas. B) Laminações e distribuição dos grãos nas marcas onduladas eólicas (modificado de Mountney, 2006).

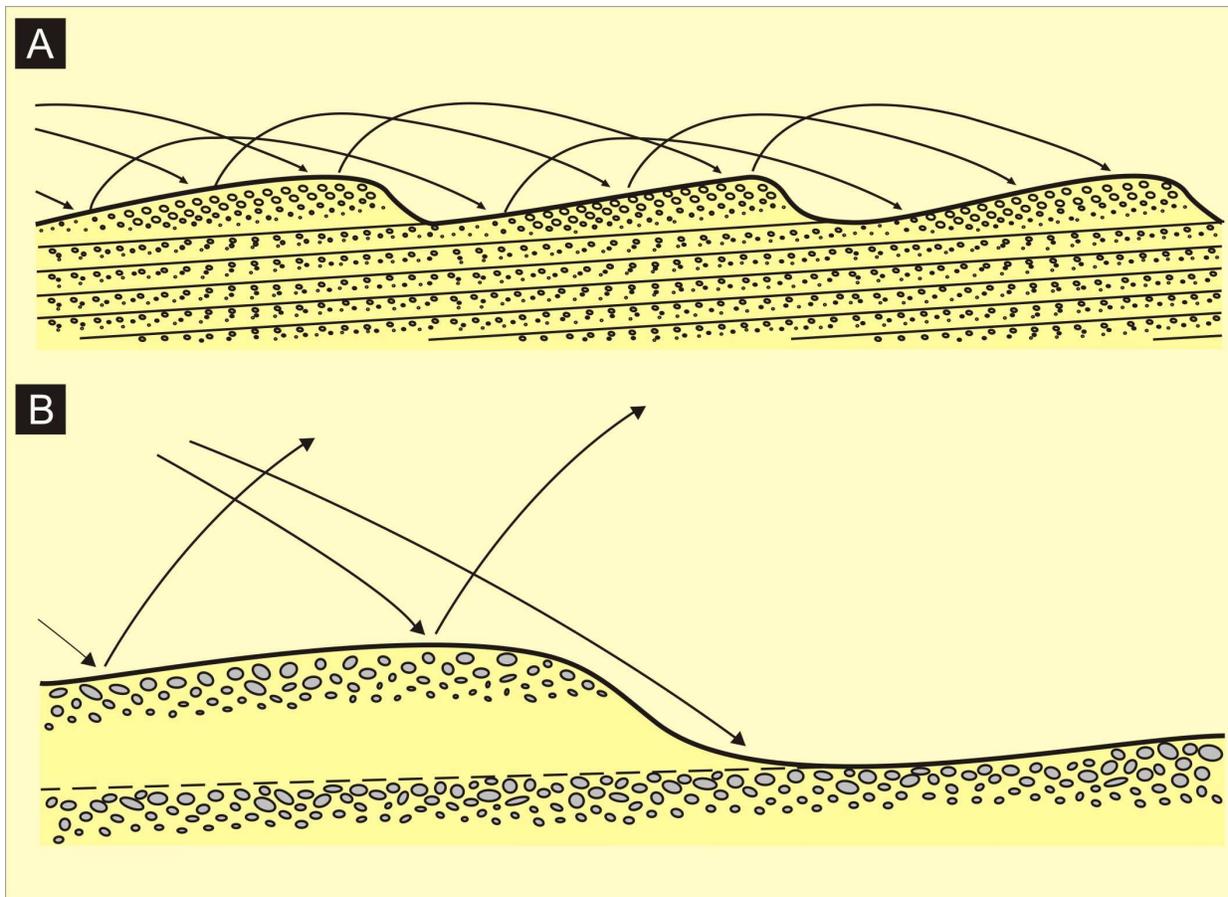


Figura 5.6 – Geração das marcas ondulares eólicas. A) A migração das marcas ondulares eólicas forma laminações plano-paralelas e estratificação cavalgante transladante subcrítica. B) Diferenças no ângulo de impacto entre as zonas de alto-impacto (barlavento) e zonas de sombra (sotavento). A migração das marcas ondulares a sotavento gera laminações com gradação inversa (modificado de Mountney, 2006).

5.2.2 Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava - depósitos de inundação instantânea

Descrição

Esta litofácies forma camadas com geometria lenticular, que é caracterizada por base côncava e topo plano. Ocorre cortando os depósitos da litofácies *Arenito com laminação plano-paralela* (Figura 5.7A, B) ou perfis de paleossolo. Sua espessura varia de 5 a 35 cm e a continuidade lateral nunca ultrapassa 15 m. As camadas lenticulares são formadas por um ou dois *sets* de estratificações cruzadas acanaladas.

É constituída por arenitos médios a grossos e conglomerados arenosos pobremente selecionados. Os arenitos são muito similares aos descritos na litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*: exibem grãos de quartzo bem arredondados, esféricos e com superfícies foscas. Os conglomerados arenosos mostram alta variabilidade de composição dos clastos, formados por grânulos e seixos de basalto, quartzito, nódulos carbonáticos e intraclastos lamíticos (Figura 5.8A).

As estratificações cruzadas acanaladas são formadas por arenitos finos a médios e exibem grânulos e seixos concentrados nas porções inferiores das camadas frontais dos estratos cruzados (Figura 5.7B). Na porção superior das camadas que contêm as estratificações, podem ocorrer camadas finas de arenitos com intraclastos lamíticos (Figura 5.8B) e camadas finas de arenitos lamíticos com 2-10 cm de espessura e dezenas de metros de desenvolvimento lateral, que exibem pequenas gretas de dessecação preenchidas por areia fina (Figura 5.8C, D).

Paleocorrentes deduzidas das camadas frontais dos estratos cruzados indicam paleofluxos para SE e SW.

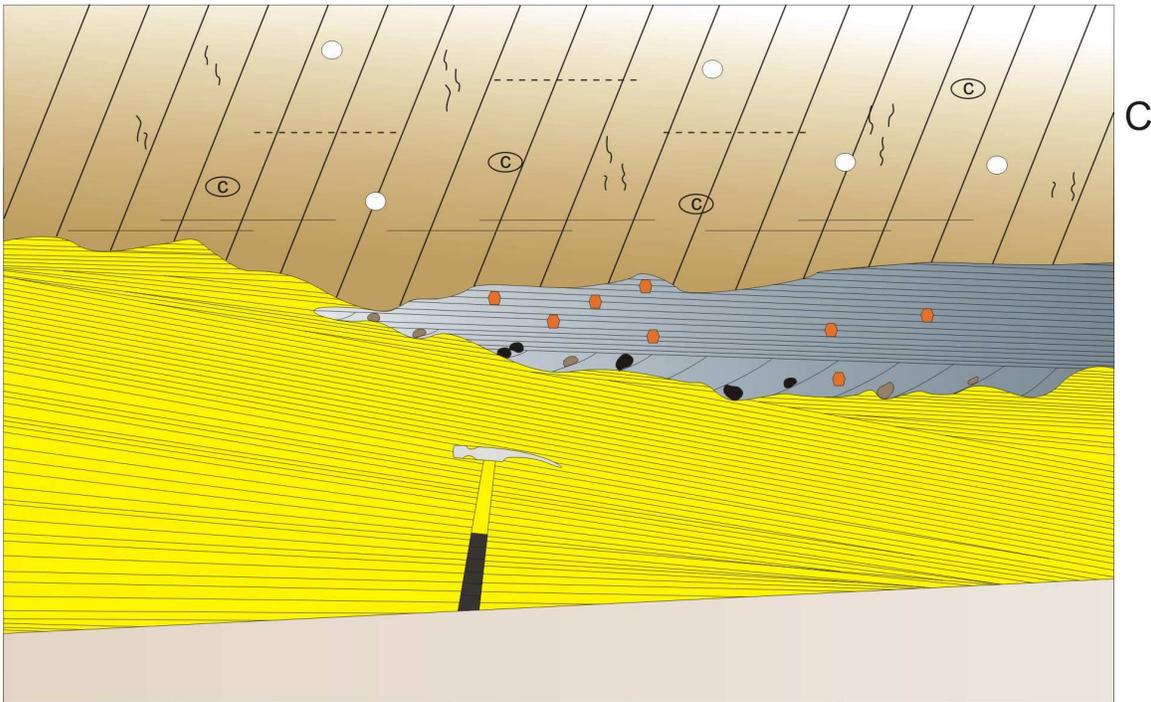


Figura 5.7 – Características gerais da litofácies *Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava*. A) Camadas lenticulares da litofácies *Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava* cortando os depósitos da litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*. B) Esquema ilustrativo da figura anterior mostrando o contato erodido entre as duas litofácies e difuso com o perfil de *Entisol* sobreposto. Escala: Martelo com 35 cm de comprimento. (Foto A, afloramento 8 da figura 5.1).

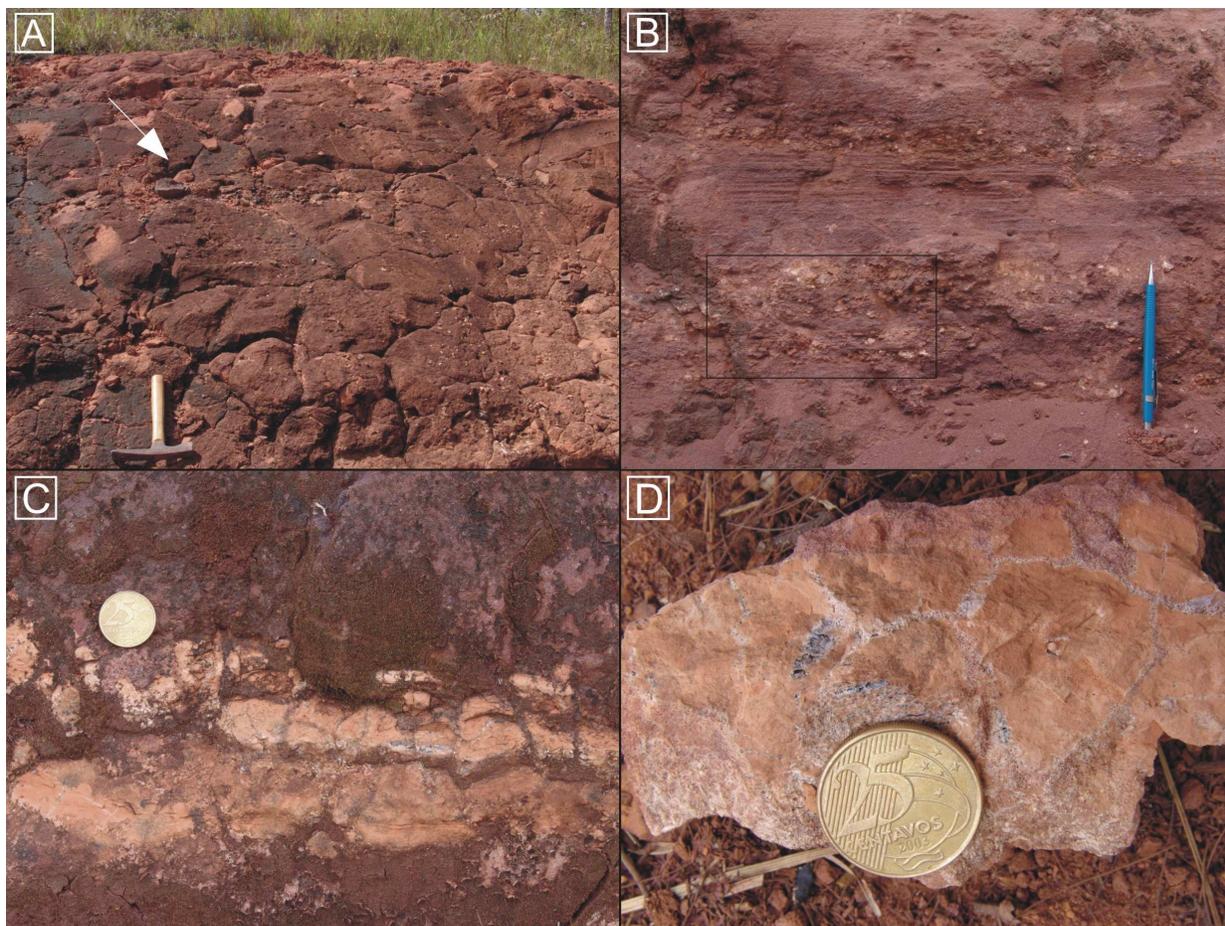


Figura 5.8 - Aspectos sedimentares da litofácies *Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava*. A) Linha de conglomerado entre dois perfis de *Aridisol*, atestando fluxos de inundação esporádica. B) Camadas finas de arenitos com intraclastos lamíticos. C) Camadas finas de arenitos lamíticos com 2-10 cm de espessura exibindo gretas de dessecação. D) Detalhe das gretas de dessecação. Escalas: Martelo com 27,5 cm de comprimento; Lapiseira com 14 cm de comprimento; Moeda de vinte e cinco centavos com 2,5 cm de diâmetro. (Foto A, afloramento 7 e B-D afloramento 8 da figura 5.1).

Interpretação

As estruturas sedimentares descritas, ao contrário da litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*, são indicativas de fluxos aquosos. Fluxos turbulentos ao erodirem o substrato, foram responsáveis pela conformação da base côncava. Após a formação de uma pequena estrutura de escavação côncava, pequenas dunas de geometria 3-D preencheram essas depressões depositando areias finas, médias e grossas com estratificação cruzada acanalada, semelhantes às estruturas de corte-e-preenchimento (*scour and fill*).

As estratificações cruzadas acanaladas foram produzidas por avalanche (fluxo granular), nas quais as cristas das ondulações subaquosas 3-D possuem forma sinuosa. O baixo grau de seleção das areias sugere deposição por fluxos rápidos.

A hipótese de que as estratificações cruzadas acanaladas poderiam corresponder a estruturas de dunas eólicas truncadas foi rejeitada, pois as estratificações cruzadas acanaladas observadas na litofácies *Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava* apresentam contatos erodidos e não possuem continuidade lateral com a litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*; situação freqüentemente observada na base de dunas eólicas (Mountney, 2006). Kocurek e Nielson (1986) descreveram estruturas similares em depósitos de inundação instantânea (*flash flood*) em áreas interdunares e observaram que o registro da inundação é caracterizado por uma superfície erodida basal preenchida por fragmentos retrabalhados dos depósitos interdunares e clastos maiores dos canais fluviais efêmeros, análogas as estruturas de corte-e-preenchimento.

A interpretação da litofácies como produto de depósitos de inundação instantânea em porções mais rebaixadas da topografia interna dos lençóis de areia (Figura 5.9) é corroborada por depósitos mal selecionados com clastos grossos, extensão e espessura limitada (15 m de extensão lateral e < 35 cm de espessura), retrabalhamento dos depósitos eólicos da litofácies *Arenito com laminação plano-paralela* e, limite superior da litofácies marcado por nível de arenitos lamíticos representando decréscimo de energia do fluxo (*waning flow*) ao final da deposição. Os intraclastos lamíticos intercalados à litofácies *Arenito com laminação plano-paralela* representam o retrabalhamento dos depósitos finos que permaneceram confinados em lagoas de decantação (*settling ponds*) que, após secarem completamente, formaram gretas de dessecação e foram erodidos por atividade eólica.

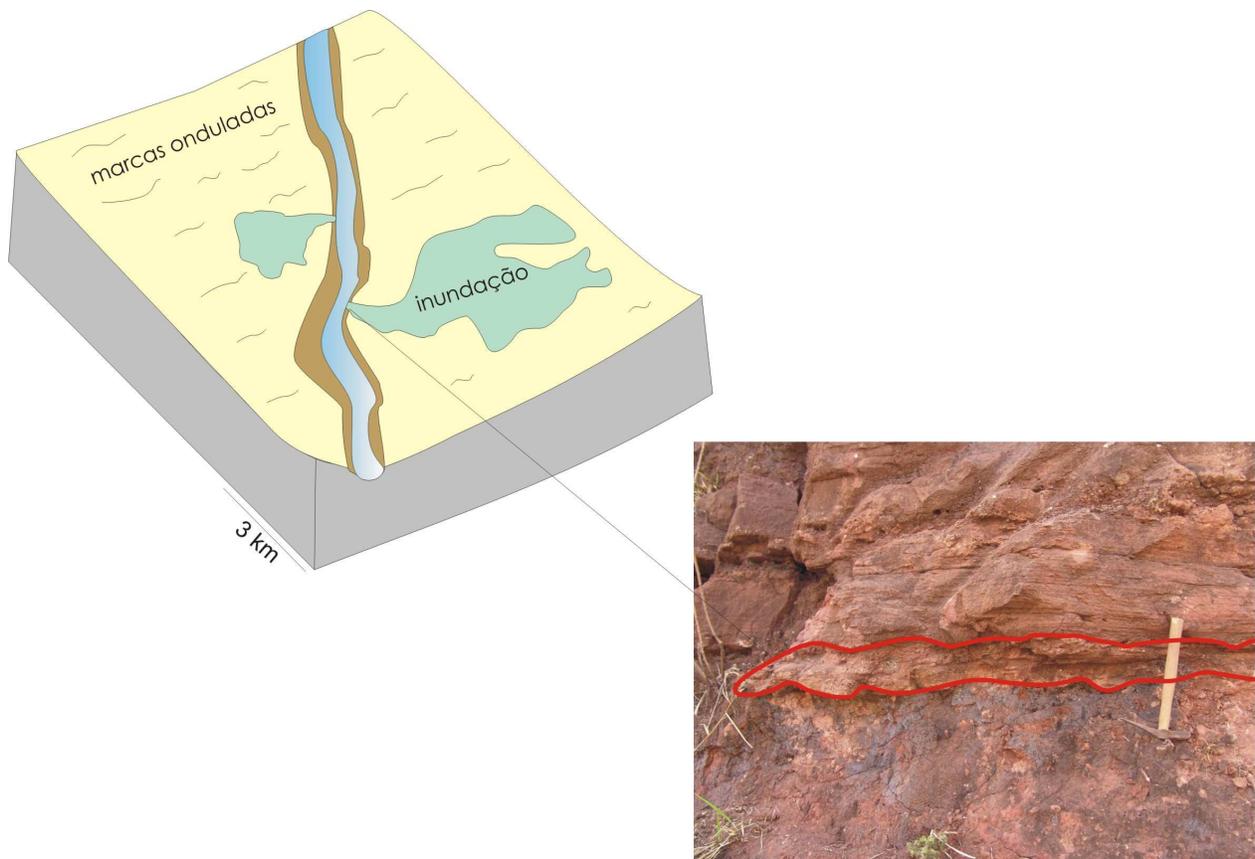


Figura 5.9 – Modelo representativo da litofácies *Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava*. Em detalhe, superfície côncava erodida basal e geometria lenticular da litofácies. Escala: Martelo com 27,5 cm de comprimento. (Foto, afloramento 7 da figura 5.1).

5.2.3 Arenitos conglomeráticos – depósitos de canais efêmeros

Descrição

A litofácies identificada como *Arenitos conglomeráticos* reúne um conjunto de rochas com características similares que englobam os arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados arenosos.

O conjunto de rochas representativo dessa litofácies forma corpos sedimentares com até 4 m de espessura, caracterizados por base côncava e topo plano (Figura 5.10A), atribuíveis a estruturas canalizadas com aproximadamente 7 km de comprimento por 3 km de largura (Figura 5.10B).

A litofácies *Arenitos conglomeráticos* foi formada por diversos episódios de sedimentação, sendo possível à distinção de duas sublitofácies: i) *Conglomerado arenoso com*

acamamento tabular; ii) *Conglomerado intraformacional com acamamento lenticular* (Figura 5.10A).

A primeira sublitofácies identificada constitui 90% da litofácies *Arenitos conglomeráticos*. A base e o topo são marcados por superfícies de erosão com profundidade da escavação superior a 30 cm, responsáveis por uma variação de espessura de 10 a 180 cm das camadas. As camadas, 10-180 cm de espessura, são subdivididas internamente em duas porções, uma inferior de conglomerado e outra superior de arenito. Os conglomerados exibem gradação incipiente (Figura 5.10C) e matriz arenosa similar as areias que formam a porção superior de arenitos (Figura 5.10D). A transição entre as duas porções é gradual, indicando que o par conglomerado e arenito correspondem a um único evento deposicional.

Os conglomerados são sustentados por clastos, 5-110 cm de espessura, constituídos por clastos de basalto e quartzito arredondados e subarredondados. Na fração de seixos e pequenos calhaus, dois tipos de ventifactos formados pela abrasão eólica podem ser observados: i) clastos de basalto e quartzito com faces planas; ii) clastos de basalto com crateras de impacto, feição originada a partir da destruição dos plagioclásios pelo contínuo impacto dos grãos de areia (Figura 5.10E).

O tamanho da maior partícula (MpS) varia, da base para o topo, de 11 cm a 0,5 cm, respectivamente. A matriz é abundante, pobremente selecionada e, apresenta granulação de areia média a grossa, com predomínio da fração grossa. É composta por grãos bem arredondados de quartzo (66%) e fragmentos líticos (34%).

Os conglomerados exibem raros seixos oblatos com faces planas imbricados $a(t)$ $b(i)$, indicando deposição por correntes trativas, com grande dispersão nos sentidos dos dados de paleofluxos. A continuidade lateral dos depósitos pode ultrapassar 150 m.

A porção superior das camadas é formada por arenitos médios a grossos e conglomerados arenosos, pobremente selecionados, que se sobrepõem de forma gradual aos conglomerados da porção inferior. As espessuras em geral são de 30 cm; sendo raros os casos em que atingem até 120 cm.

Em alguns casos, o limite superior das camadas apresenta contatos abruptos com a litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*, indicando retrabalhamento eólico da sublitofácies *Conglomerado arenoso com acamamento tabular*, atestado por arenitos com

laminações plano-paralelas que cortam o topo dos conglomerados (Figura 5.11). Feições pedogênicas e/ou bioturbações não foram observadas.

A sublitofácies *Conglomerado intraformacional com acamamento lenticular* consiste em camadas com geometria lenticular, de base côncava e topo plano, preenchidas por conglomerados intraformacionais maciços. As camadas possuem espessuras de 5-50 cm e extensão lateral maiores 4 m. Os clastos intraformacionais são subangulares e possuem dimensões de grânulos a matações. São constituídos por lamitos arenosos com mosqueamento e pequenas glébulas carbonáticas, sugerindo provável proveniência a partir de horizontes B e C de solos.

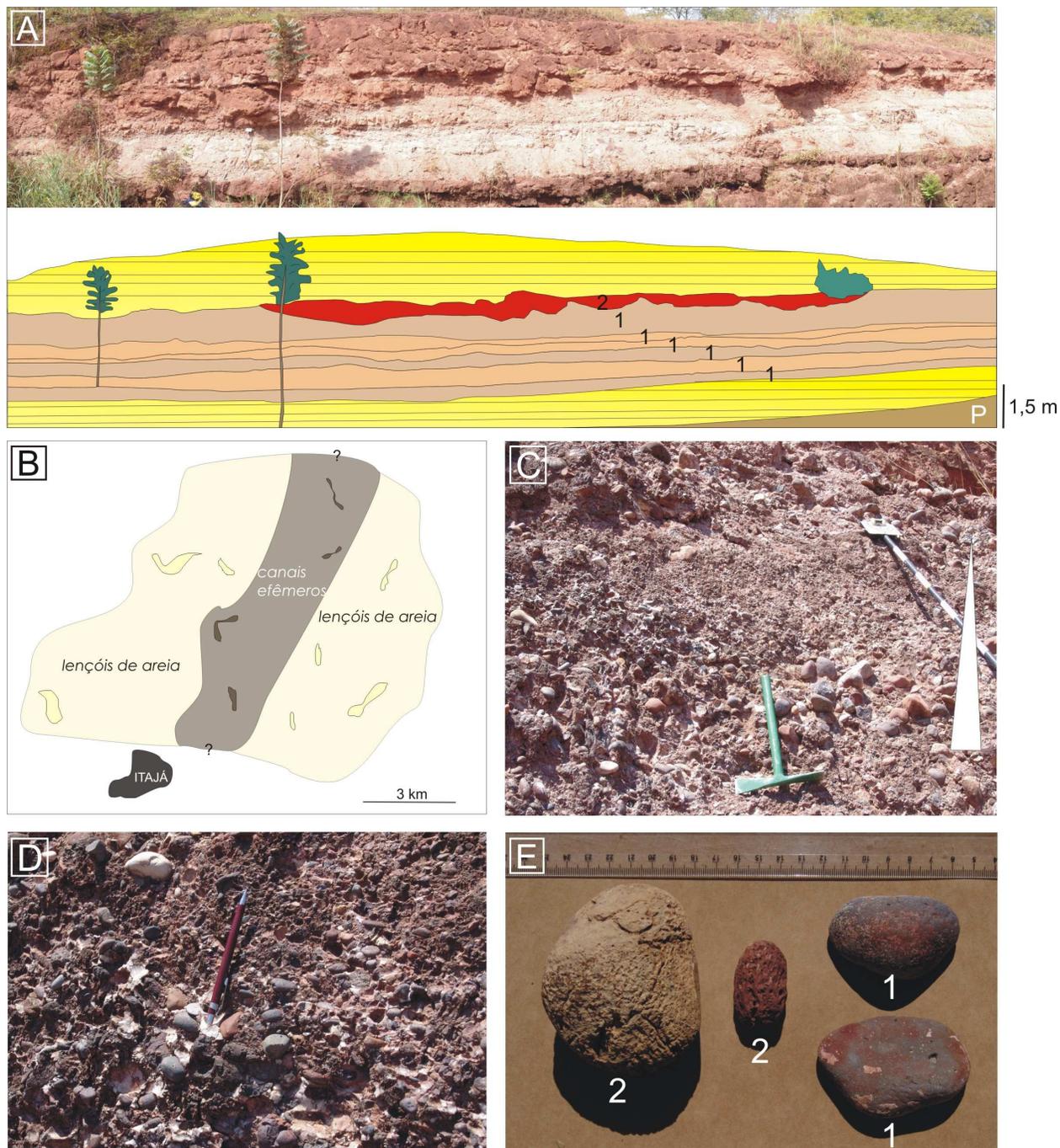


Figura 5.10 – Características gerais da litofácies Arenitos conglomeráticos. A) Depósitos de canais efêmeros (1) sublitofácies *Conglomerado arenoso com acamamento tabular*; (2) *Conglomerado intraformacional com acamamento lenticular*. B) Mapa de reconstrução paleogeográfica dos canais efêmeros baseado na distribuição dos afloramentos descritos. C) Camadas de conglomerados com gradação incipiente. D) Detalhe dos conglomerados com matriz arenosa abundante. E) Clastos com faces planas (1) e clastos com crateras de impacto (2). Escalas: Martelo com 27,5 cm de comprimento; Lapiseira com 14 cm de comprimento. (Fotos A, C, D e E, afloramento 4 da figura 5.1).



Figura 5.11 – Seta indicando porção superior de um *set* da litofácies Arenitos conglomeráticos cortado por depósitos de arenito com laminação plano-paralela. Escala: Lapiseira com 14 cm de comprimento. (Foto, afloramento 4 da figura 5.1).

Interpretação

Diversas feições descritas, principalmente as relativas à textura e fábrica da litofácies, indicam deposição por fluxos hidráulicos em estruturas canalizadas, possivelmente com profundidade menores que 4 m.

Fluxos hidráulicos turbulentos ao erodirem a base dos canais formaram as superfícies de base côncava, que podem ser reconhecidas em cada episódio de sedimentação conglomerática. O padrão de imbricação *a(t) b(i)* dos seixos oblatos é relatado na literatura devido ao transporte de carga de fundo por atividade hidráulica (Bridge, 2006). Sedimentos grossos e pobremente selecionados sugerem fluxos deposicionais rápidos, sem tempo suficiente para desenvolver estruturas típicas de depósitos de canais fluviais, como conglomerados sustentados por clastos com arcabouço aberto (*open framework*) e ausência de matriz. A textura superficial arredondada e subarredondada dos clastos de basalto e quartzito é outra feição que indica transporte em meio aquoso.

Os episódios deposicionais foram gerados por fluxos altamente concentrados e intermitentes, indicados pelo alto conteúdo de matriz; ausência de organização dos clastos; esporádica orientação preferencial dos clastos, exibindo poucos clastos imbricados e organização arquitetural simples. A presença de gradação incipiente ocorreu provavelmente nas fases finais de

deposição, com decréscimo de energia dos fluxos caracterizada por granodecrescência ascendente.

Arenitos com grãos arredondados e bem selecionados com laminações plano-paralelas truncando o topo das camadas de conglomerados foram interpretados como retrabalhamento por atividade eólica em fase de exposição subárea dos depósitos fluviais, reforçando a hipótese de fluxos esporádicos. A ausência de feições pedogênicas e de bioturbação intercaladas aos depósitos fluviais e eólicos, possivelmente está ligada às altas taxas de sedimentação que foram dominantes nos canais fluviais e ao rápido retrabalhamento eólico entre os pulsos fluviais efêmeros, em condições de mínima disponibilidade hídrica.

5.3 Paleossolos

Nas seções medidas em campo, foram identificados 18 perfis de paleossolos (13 *Aridisols*, 3 *Entisols* e 2 *Vertisols*) que constituem em média 65% do registro geológico. Os paleossolos desenvolvidos sobre os depósitos da litofácies *Arenito com laminação plano-paralela* exibem diversas feições pedogênicas diagnósticas, tais como, rizólitos, estrutura de solo e organização em horizontes de solo; e outras feições não exclusivas da pedogênese, porém auxiliares à identificação dos paleossolos: marcas de bioturbação (crotovinas, halos de redução e escavações), mosqueamento, glébulas, cerosidade, superfícies de fricção (*slickensides*), revestimentos e cimentação. Os paleossolos associados à litofácies *Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava* apresentam perfis menos espessos e de baixo grau de evolução pedogênica quando comparados aos anteriores. Nos depósitos da litofácies *Arenitos conglomeráticos* não ocorrem perfis de paleossolos desenvolvidos, devido ao material de origem de natureza predominantemente conglomerática e ao tempo provavelmente escasso entre a ocorrência dos fluxos hidráulicos e o período necessário à pedogênese no leito seco dos canais.

A integração dos dados de campo com as análises obtidas em laboratório permitiu a classificação dos paleossolos da Formação Marília em três ordens de paleossolos: *Aridisols*, *Entisols* e *Vertisols*, segundo os critérios estabelecidos no *US Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2003). As diferentes ordens de paleossolos refletem os principais fatores de formação dos solos: clima, organismos, litologia e topografia, que atuaram em determinado tempo (Jenny, 1941).

A classificação dos paleossolos será apresentada de forma conjunta às descrições morfológicas de campo, em função da importância de algumas características diagnósticas apresentadas que são inerentes aos tipos de paleossolos em estudo.

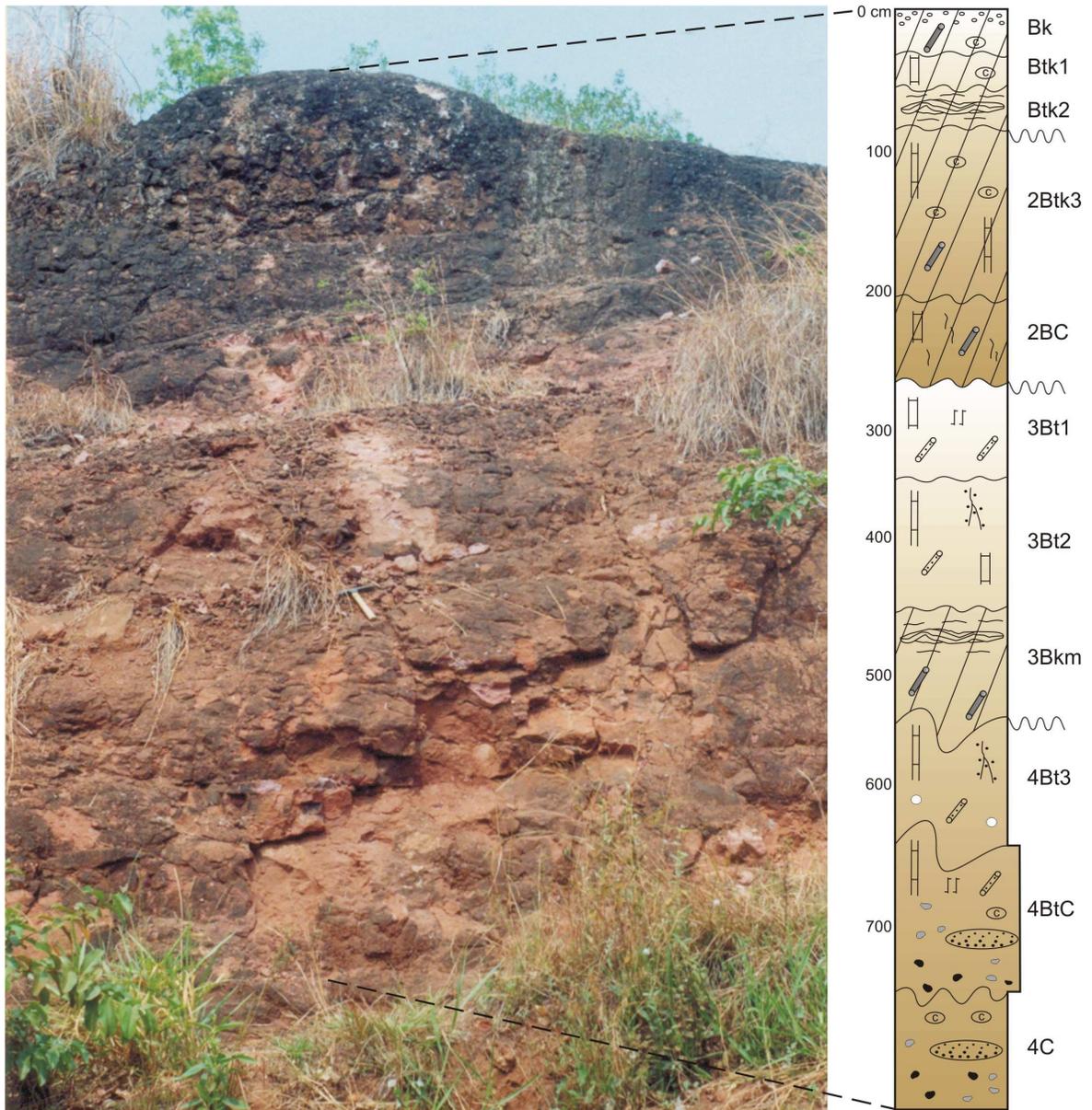
5.3.1 Descrição

As descrições morfológicas dos perfis de paleossolos estão resumidas no subitem **Caracterização macromorfológica** e, detalhadas por horizontes no subitem **Descrição morfológica dos perfis**, com informações obtidas mediante observações de campo.

5.3.1.1 *Aridisols*

Descrição morfológica dos perfis

Serão apresentadas as propriedades morfológicas detalhadas de dois perfis de *Aridisols*. Os perfis 1 e 2 ocorrem próximos ao município de Itajá (GO) (Figura 5.1).



Ag Si Amf Al Am AgAmg G S

LEGENDA

Estrutura granular	Nódulos carbonáticos	Rizólitos	Superfície erodida
Estrutura em blocos	Halos glebulares	Rizoconcreções	Lentes de arenito
Estrutura prismática	Revestimentos de carbonato	Bioturbações	Cascalhos
Estrutura laminar	Filmes de manganês	Crotovinas	Bk, Btk1 Horizontes de paleossolo
Horizonte cimentado	Cerosidade	Bioturbações preenchidas por calcita	

Figura 5.12 – Perfil 1 de *Aridisol*, Itajá (GO). (Afloramento 6 da figura 5.1).

Perfil 1 de *Aridisol*, Itajá (GO)

Bk 0 - 30/33 cm; vermelho-claro (10R6/6, seco), bruno-avermelhado (10R4/6, úmido); areia fina; forte muito grande granular; abundantes, películas de carbonato ao redor dos grãos; poucos, pontuações pretas (N3) de oxihidróxidos de manganês; extremamente cimentado por CaCO₃; matriz e nódulos fortemente reativos a HCl 10%; freqüentes, nódulos de calcita microcristalina, grandes, duros, brancos, irregulares; poucas, septárias, pequenas, duras, avermelhadas, irregulares; poucos, pédocos, pequenos, duros, brancos, preenchidos por calcita espática com centro vazio; poucas, bioturbações de 6-8 mm de diâmetro e 1,5 cm de comprimento, preenchidas por areia com ramificações laterais e afinamento para a base; poucas, bioturbações de formato tubular com 5 mm de diâmetro, preenchidas por cristais de calcita espática; transição clara, suave ondulada.

Btk1 30/33 - 62/70 cm; vermelho-moderado (10R6/6, seco), bruno-avermelhado (10R4/6, úmido); areia fina; forte média blocos subangulares; poucos, películas de óxidos de ferro e carbonato; fortemente cimentado por CaCO₃; matriz e nódulos fortemente reativos a HCl 10%; poucos, nódulos de calcita microcristalina, grandes, duros, brancos, esféricos e elipsoidais; poucas, bioturbações de formato tubular, 6-8 mm de diâmetro, preenchidas por calcita; transição clara, suave ondulada.

Btk2 62/70 - 91/95 cm; vermelho (10R5/6, seco), bruno-avermelhado (10R4/6, úmido); areia fina; moderada muito grande laminar, com subestrutura moderada média blocos angulares; poucos, cerosidade e películas de carbonato; fortemente cimentado por CaCO₃; matriz fortemente reativa a HCl 10%; poucas, bioturbações de formato tubular, 6-8 mm de diâmetro, preenchidas por calcita espática; transição clara, suave ondulada.

2Btk3 91/95 - 210/220 cm; vermelho-claro (10R6/6, seco), bruno-avermelhado (10R4/6, úmido); areia fina; forte muito grande prismática, com subestrutura forte muito grande blocos angulares; poucos, cerosidade; extremamente cimentado por CaCO₃; matriz e nódulos fortemente reativos a HCl 10%; freqüentes, nódulos de CaCO₃, grandes, duros, brancos, esféricos e irregulares, ocorrem concentrados em nível bem marcado de 20 cm de espessura (calcrete); comuns, bioturbações de formato tubular, 6-8 mm de diâmetro, preenchidas por calcita espática; transição clara, ondulada.

2BC 210/220 - 265/270 cm; vermelho-claro (10R6/8, seco), vermelho (10R4/8, úmido); areia fina a média; forte grande blocos angulares; poucos, películas de óxidos de ferro e carbonato; fortemente cimentado por CaCO₃; matriz pouco reativa a HCl 10%; poucas bioturbações de formato tubular, 4-6 mm de diâmetro, preenchidas por calcita espática e areia fina; transição clara, suave ondulada.

3Bt1 265/270 - 335/339 cm; vermelho-moderado (7,5R5/6, seco), vermelho (7,5R4/6, úmido); mosqueamento, vermelho-claro (10R6/8), comum, difuso; areia fina a média; forte muito grande blocos angulares; poucos, filmes pretos (N3) de oxihidróxidos de manganês, cerosidade e películas de carbonato; fracamente cimentado por CaCO₃; matriz pouco reativa a HCl 10%; abundantes, bioturbações de formato tubular, 0,6-2,3 cm de diâmetro, preenchidas por areia média; transição clara, suave ondulada.

3Bt2 335/339 - 426/435 cm; bruno-avermelhado (7,5R6/4, seco), vermelho-escuro-acinzentado (7,5R5/4, úmido); mosqueamento, bruno-avermelhado-moderado (10R5/6), comum, difuso; areia fina a média; forte muito grande prismática, com subestrutura forte muito grande blocos angulares; comuns, cerosidade e algumas pontuações e filmes pretos (N3) de oxihidróxidos de manganês marcando o contato poro/ped; fracamente cimentado por CaCO₃; matriz pouco reativa a HCl 10%; abundantes, bioturbações de formato tubular, de 0,6-1,8 cm de diâmetro, preenchidas por areia; poucas, raízes com formato axial alongado na vertical, 5 cm de comprimento e diâmetro de 4-2 mm nas ramificações, com afinamento para a base e preenchimento por areia associada a calcita no entorno; transição clara, levemente ondulada.

3Bkm 426/435 - 506/515 cm; bruno-avermelhado (7,5R6/4, seco), vermelho (7,5R4/8, úmido), topo; vermelho (10R5/8, seco), vermelho (10R4/8, úmido), base; areia fina a média; forte muito grande laminar; poucos, pontuações pretas (N3) de oxihidróxidos de manganês associadas a calcita; fortemente cimentado por CaCO₃; somente as bioturbações preenchidas por calcita são reativas a HCl 10%; comuns, bioturbações de formato tubular, 0,6-1,0 cm de diâmetro, preenchidas por calcita; transição difusa, irregular.

4Bt3 506/515 - 592/600 cm; bruno-amarelado (7,5R5/8, seco), vermelho (7,5R4/8, úmido); mosqueamento, vermelho-acinzentado-claro (7,5R7/2), comum, difuso; areia fina; forte muito grande prismática; poucos, cerosidade; fracamente cimentado por CaCO₃; matriz não reativa HCl 10%, somente halos de carbonato são reativos; poucos, halos globulares de CaCO₃, pequenos, macios a duros, irregulares; poucas, bioturbações de formato tubular, 4-6 mm de diâmetro, preenchidas por areia; comuns, raízes de formato axial alongado na vertical, 6 cm de comprimento e diâmetro reduzindo para a base, 11 mm topo e 6-4 mm base e ramificações, incrustadas por calcita; transição difusa, irregular.

4BtC 592/600 - 686/706 cm; bruno-amarelado (7,5R5/8, seco), vermelho (7,5R4/8, úmido); areia média com cascalho; forte muito grande prismática, com subestrutura forte muito grande blocos angulares; poucos, cerosidade; fracamente cimentado CaCO₃; muito poucos, nódulos de CaCO₃, pequenos, duros, brancos, esféricos; poucas, bioturbações de formato tubular, 6 mm de diâmetro, preenchidas por areia fina no centro e oxihidróxidos de manganês no entorno; transição difusa, ondulada.

4C 686/706 - 784 + cm; bruno-amarelado (7,5R5/8, seco), vermelho (7,5R4/8, úmido); porções bruno-claro-acinzentado (5YR6/6) associadas a fissuras entre os pedis; areia fina a média com cascalho; sem estrutura (grão simples); fracamente cimentado por CaCO₃; matriz não reativa a HCl 10%, apenas os nódulos são reativos; poucos, nódulos de CaCO₃, grandes, duros, brancos, irregulares; poucas, porosidade de bioturbação subsférica muito pequena, 1-2 mm de diâmetro, preenchidas por areia muito fina clara associada a oxihidróxidos de manganês.

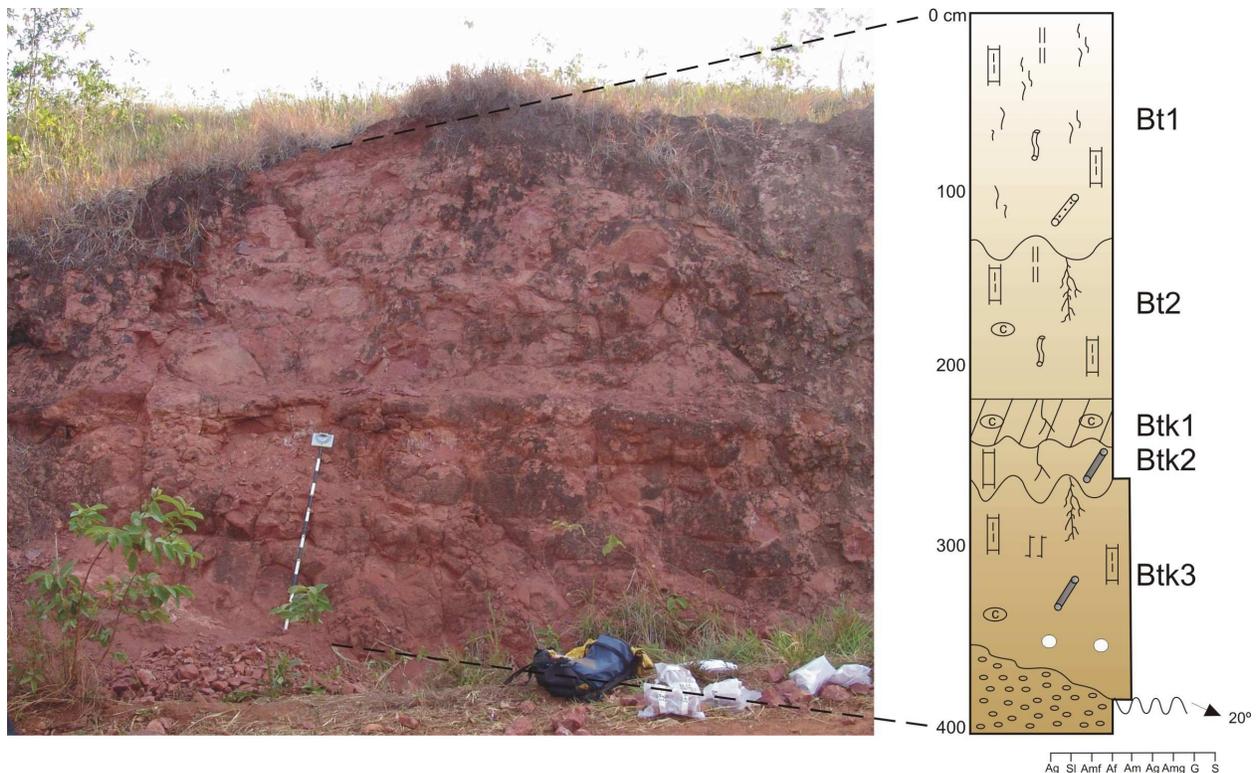


Figura 5.13 - Perfil 2 de *Aridisol*, Itajá (GO). Legenda na figura 5.9. (Afloramento 6 da figura 5.1).

Perfil 2 de *Aridisol*, Itajá (GO)

Bt1 0 - 120/130 cm; bruno-avermelhado (10R4/6, seco), bruno-avermelhado (10R4/4, úmido); areia fina; forte muito grande blocos angulares; comuns, filmes pretos (N3) de oxihidróxidos de manganês que ocorrem sob a superfície dos pedos e ocupando as fissuras; fortemente reativos a H_2O_2 3%; poucos, cerosidade e películas de carbonato, principalmente sob a superfície dos grãos; fracamente cimentado por $CaCO_3$; comuns, bioturbações que podem cortar as estruturas, com formato tubular alongado na vertical, 5 mm de diâmetro, 2,4-8 cm de comprimento, preenchidas por areia muito fina esverdeada associada a oxihidróxidos de manganês; muito poucas, porosidade de bioturbação subsférica, 5 mm de diâmetro, preenchida por calcita espática; transição gradual, levemente ondulada.

Bt2 120/130 - 215 cm; vermelho (10R4/8, seco), bruno-avermelhado (10R4/6, úmido); areia fina; forte muito grande blocos angulares; comuns, filmes pretos (N3) de oxihidróxidos de manganês sob a superfície dos pedos e ocupando as fissuras; fortemente reativos a H_2O_2 3%; poucos, nódulos de $CaCO_3$, duros, brancos, esféricos, com 1,0 cm de diâmetro e elipsoidais com 1,3 cm; comuns, bioturbações de formato tubular preenchidas por material do mesmo horizonte, dispostas em planos horizontais; comuns, raízes com formato axial alongado na vertical, até 18 cm de comprimento, com ramificações laterais e afinamento para a base, com diâmetro variando de 5-7 mm, preenchidas por areia muito fina esverdeada associada a pontuações pretas de oxihidróxidos de manganês no entorno; comuns, porosidade de bioturbação subsférica, 4-6 mm de diâmetro, preenchida por calcita; transição plana, abrupta.

Btk1 215 - 235/242 cm; vermelho-claro (10R7/8, seco), bruno-avermelhado (10R4/6, úmido); mosqueamento, vermelho (10R4/8), comum, difuso; areia fina a média; forte muito grande blocos angulares; abundantes, películas de carbonato sob a superfície dos pedos e ao redor dos grãos;

extremamente cimentado por CaCO_3 ; matriz e nódulos fortemente reativos a HCl 10%; poucos, nódulos de CaCO_3 , grandes, duros, brancos, esféricos e elipsoidais; poucas, bioturbações, 5 mm de diâmetro por 5 cm de comprimento, preenchidas por calcita espática; comuns, estruturas radiculares ramificadas muito pequenas com 1 mm de comprimento por 1 mm de largura, preenchidas por calcita e outras de 2 x 2 mm preenchidas por oxihidróxidos de manganês; transição clara, levemente ondulada.

Btk2 235/242 - 255/268 cm; vermelho (10R4/8, seco), bruno-avermelhado (10R4/6, úmido); areia fina a média; forte muito grande blocos subangulares, com subestrutura forte média blocos angulares; poucos, películas de carbonato ao redor dos grãos e cerosidade; fortemente cimentado por CaCO_3 ; somente os grãos cobertos por carbonato são reativos a HCl 10%; poucos, nódulos de CaCO_3 , pequenos a grandes, 5 mm a 1,3 cm de diâmetro, duros, brancos, esféricos e irregulares; comuns, estruturas radiculares ramificadas muito pequenas com 2 mm de comprimento por 1 mm de largura; comuns, bioturbações cilíndricas de 6 mm de diâmetro por 3 cm de comprimento preenchidas por calcita no centro e oxihidróxidos de manganês no entorno; transição clara, ondulada.

Btk3 255/268 - 350/370 cm; vermelho (10R4/8, seco), bruno-avermelhado (10R4/6, úmido); areia média a fina; forte muito grande blocos subangulares, com subestrutura forte grande blocos angulares; comuns, filmes pretos (N3) de oxihidróxidos de manganês revestindo os pedis; fracamente reativos a H_2O_2 3%; poucos, cerosidade; fortemente cimentado por CaCO_3 ; matriz não reativa a HCl 10%, nódulos ligeiramente reativos; poucos, halos glebulares de CaCO_3 , pequenos, macios, brancos, irregulares; poucos, nódulos de calcita microcristalina, grandes, duros, brancos, elipsoidais; comum, porosidade subsférica de 5 mm de diâmetro preenchida por calcita espática, associada a oxihidróxidos de manganês; comum, raízes com formato axial alongado na vertical, com diâmetro de 7 mm predominante e afinamento para a base (4-2 mm de diâmetro) seguindo as ramificações, com comprimento de até 20 cm, preenchidas por oxihidróxidos de manganês; poucas, estruturas radiculares ramificadas muito pequenas com 1-2 mm, preenchidas por calcita e oxihidróxidos de manganês.

Caracterização macromorfológica

Os *Aridisols* correspondem ao tipo de paleossolo mais freqüente na área de estudos; até 43% do registro é formado por *Aridisols*.

Os perfis de *Aridisols* apresentam espessuras variáveis de 0,6 a 7 m. Os perfis mais espessos exibem conjuntos complexos de paleossolos poligenéticos (*polygenetic*) superpostos. As cores variam desde vermelho (10R5/8), vermelho-claro (10R6/8) a bruno-avermelhado (10R4/6). As texturas arenosas são preponderantes, com granulação predominante de areia fina a média. As areias possuem características petrográficas semelhantes aos arenitos da litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*.

As estruturas pedogênicas (pedis) variam de acordo com os horizontes; em geral exibem estruturação forte, com alto grau de desenvolvimento e tamanhos grandes, podendo atingir mais de 40 cm de diâmetro nos horizontes B (Figura 5.14A). Estruturas granulares muito grandes (2-4 cm de diâmetro) podem ser vistas nos horizontes A (Figura 5.14B). Nos horizontes B (Bt e Btk) prevalecem as estruturas grande a muito grande prismática e em blocos sub e angulares. Em

alguns casos as estruturas prismáticas primárias podem ser quebradas em estruturas em blocos angulares secundárias, que revelam o alto grau de desenvolvimento pedogênico (Figura 5.14C). Outras estruturas como laminar (Figura 5.14D, E) e maciça estão associadas a horizontes Bk, Bkm e C, Ck, respectivamente. Estruturas vesiculares comuns em paleossolos de regiões semi-áridas e áridas não foram observadas (McFadden et al., 1998).

As superfícies dos pedos frequentemente apresentam revestimentos (*coatings*) de filmes de oxihidróxidos de manganês pretos (N3) fortemente reativos a peróxido de hidrogênio (H₂O₂ 3%) e revestimentos de carbonato de cálcio fortemente reativos a ácido clorídrico (HCl 10%). Muitas vezes ambos os revestimentos ocorrem associados, preenchendo a porosidade de bioturbação dos horizontes. Em horizontes Bt, o revestimento pode ter um aspecto brilhante e ceroso, devido à infiltração mecânica de argilas que se acumulam nas superfícies dos pedos, preenchem a porosidade e, podem formar pontes de argila entre os grãos de areia.

O principal agente cimentante dos horizontes é o carbonato de cálcio. Os horizontes mostram gradação entre horizontes fracamente cimentados (Bt), fortemente (Btk, Ck) a extremamente cimentados (Bk, Bkm). Frequentemente as concentrações de carbonato de cálcio formam glébulas, em sua maioria nódulos e algumas septárias. Os nódulos possuem estrutura interna indiferenciada, são macios a duros, brancos, com dimensões que variam desde < 1 cm até 5 cm de diâmetro e formas subesféricas, elipsoidais, amigdaloidais e irregulares. Outros tipos de glébulas como os halos glebulares, são macios, brancos, pequenos (0,2-1 cm) e irregulares. Em alguns casos os nódulos podem ocupar até 50% do volume dos horizontes, formando horizontes endurecidos de calcrete pedogênico.

Estruturas de bioturbação como rizólitos, crotovinas, halos de redução e escavações animais são comuns principalmente nos horizontes superiores dos paleossolos (A, B). Os icnofósseis exibem diversas estruturas que foram discriminadas com base na forma dos relevos de limite, presentes na base (hiporrelevo) e topo (epirrelevo) das camadas, que assumem formas côncavas ou convexas. Em geral, correspondem a estruturas cilíndricas alongadas na vertical, com ramificações laterais e afinamento para a base, como os rizólitos (Figura 5.15D, E, G), que podem atingir até 20 cm de comprimento e diâmetros de 7 mm no topo e 2 mm na base.

Escavações subcilíndricas dispostas verticalmente ao substrato, não-ramificadas e com extremidade basal arredondada (possível icnito de habitação), possuem diâmetros menores que os rizólitos, usualmente 5 mm de diâmetro e 2,4-4 cm de comprimento, foram atribuídas à

atividades de artrópodes do icnogênero *Macanopsis* (Figura 5.15H). Escavações meandranças com disposição horizontal a oblíqua em relação ao substrato, podendo entrecruzar-se, com dimensões e configurações variadas e preenchimento diferente da matriz, são menores ainda, 1-2 mm de diâmetro e no máximo 14 cm de comprimento, atribuídas à atividade de organismos vermiformes do icnogênero *Planolites* (Figura 5.15A, B).

Em alguns casos, os únicos vestígios da atividade biológica são feições de redução do ferro e manganês em torno de antigas raízes, sem preservação do molde ou preenchimento, apenas das zonas de depleção, identificadas como *rhizohaloes* (Kraus e Hasiotis, 2006), (Figura 5.15C, D, F). Outras estruturas com formas subesféricas em planta e tubulares longitudinalmente, como as crotovinas (Figura 5.15F), foram diferenciadas com base no contraste de cor ou granulação entre o material da matriz e do preenchimento. Frequentemente, o preenchimento das bioturbações é composto por areia fina ou média e calcita espática.

A transição entre os horizontes é clara a gradual com superfície de separação ondulada a irregular. Quando abrupta e plana representam transição marcada por intensa concentração de nódulos carbonáticos em um horizonte ou superfícies de erosão planas subhorizontais.

Alguns perfis de *Aridisols* são do tipo *compound* (Duchaufour, 1982) ou *multistorey* (Morrison, 1967), separados por superfícies de erosão planas subhorizontais, causadas pela deflação eólica. Estes perfis não mostram poligenia, e apresentam sucessão vertical marcada por horizontes diagnósticos distintos, que evidenciam diferentes episódios alternados de sedimentação, pedogênese e erosão. Os perfis do tipo *polygenetic* ou *composite* (Morrison, 1967), indicam a superposição de diferentes fases de evolução pedogênica (Figura 5.12), marcadas em afloramento por perfis espessos que exibem recorrência de características similares em horizontes distintos do mesmo perfil.

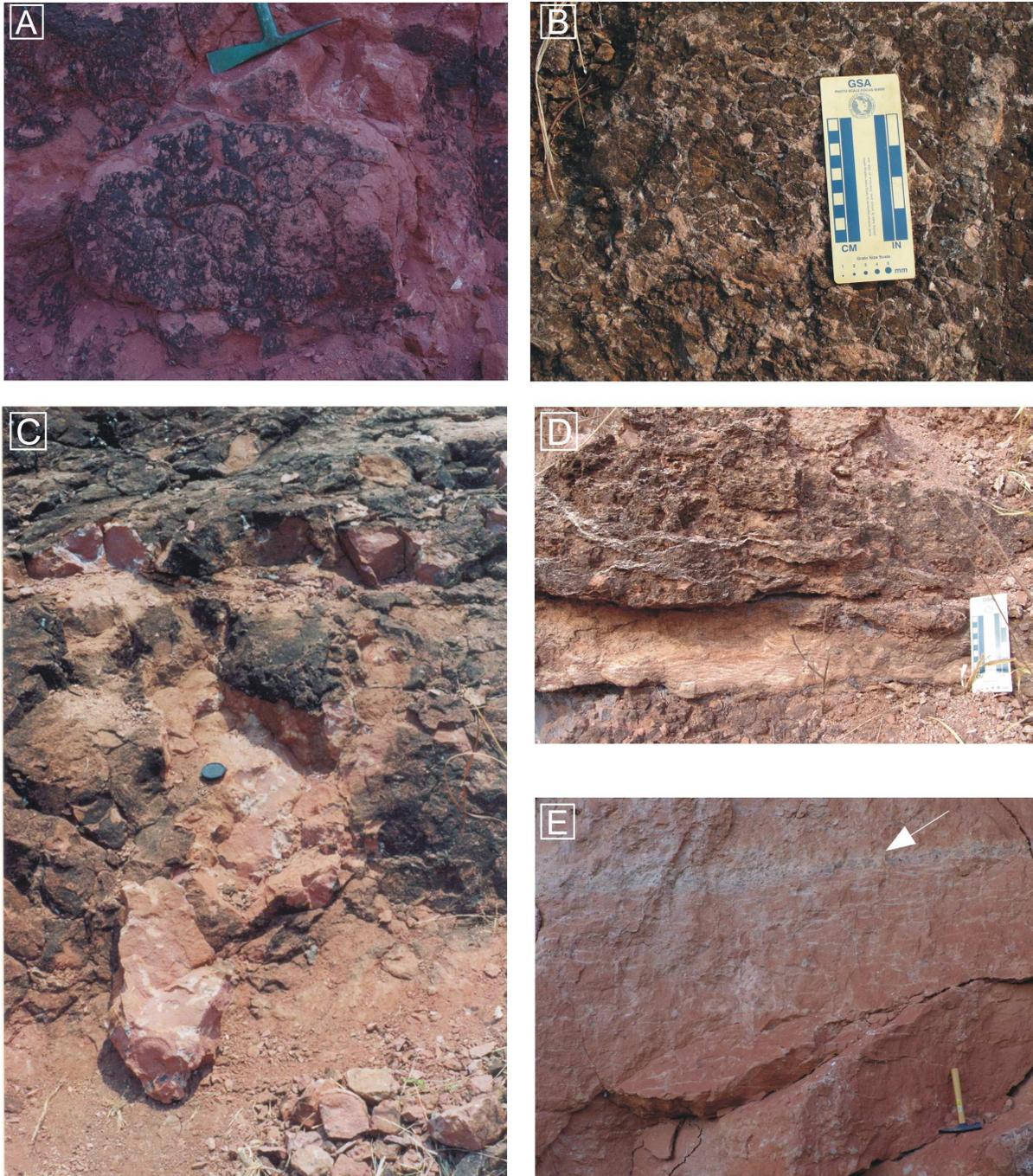


Figura 5.14 - Estruturas pedogênicas em perfis de *Aridisols* da Formação Marília. A) Estrutura forte muito grande (> 40 cm de diâmetro) blocos subangulares em horizonte Bt. B) Estrutura forte muito grande (2-4 cm de diâmetro) granular em horizonte A. C) Alto grau de desenvolvimento das estruturas prismáticas primárias se fragmentando em blocos angulares secundários, horizonte Btk. D) Estrutura laminar incipiente (1-2 mm de espessura) e estrutura laminar muito grande E) com mais de 1 cm de espessura em horizontes petrocálcicos Bkm. Escalas: Cabeça do martelo com 15,5 cm de comprimento; Capa da objetiva com 5,5 cm de diâmetro; Martelo com 27,5 cm de comprimento. (Fotos A-C, afloramento 6 e D-E, afloramento 12 da figura 5.1).

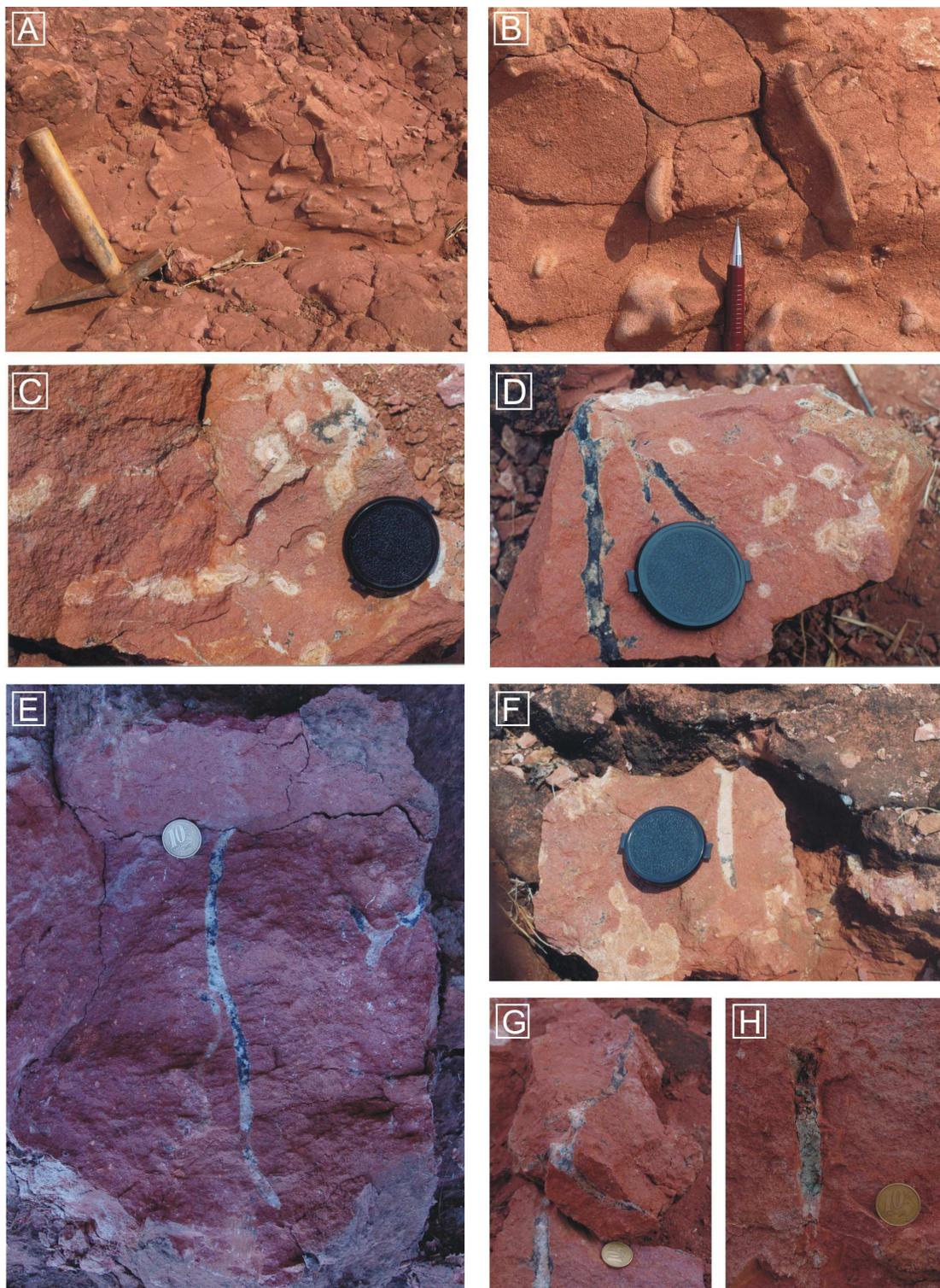


Figura 5.15 – Icnofósseis da Formação Marília. (A-B) *Planolites*. (C, D, F) *Rizohaloes*. (D, E, G) Rizólitos. F) Crotoquina a direita da capa da objetiva, com preenchimento por material diferente da matriz. H) *Macanopsis*. Escalas: Martelo com 27,5 cm de comprimento; Lapiseira com 14 cm de comprimento; Capa da objetiva com 5,5 cm de diâmetro; Moeda de dez centavos com 2,0 cm de diâmetro. (Fotos A-B, afloramento 5 e C-H, afloramento 6 da figura 5.1).

Caracterização micromorfológica

Os *Aridisols* estudados não apresentam horizontes A preservados. Em lâmina, foram descritas as principais propriedades micromorfológicas dos horizontes Bt, Btk, Bk, Bkm e C, assim como as transições entre os horizontes B/C.

As frações granulométricas maiores que 2 μm , classificadas como silte e areia, formam o esqueleto do solo. A frequência do esqueleto na área total das lâminas é em torno de 40-50%. É constituído predominantemente por quartzo monocristalino (90%) e fragmentos líticos de quartzito, basalto e vulcânicas alcalinas (5%). Minerais como ortoclásio, microclina, plagioclásios, quartzo policristalino, muscovita, biotita, zircão, olivina, rutilo, clinopiroxênios e opacos, somados a fragmentos líticos de argilito perfazem outros 5%.

Os grãos do esqueleto possuem dimensões de 100 a 700 μm , classificáveis como areia muito fina a fina (> 80%) e média (5-15%). São subarredondados a arredondados e subesféricos, com seleção moderada. Os grãos de quartzo apresentam rugosidade superficial lisa. Porém, são comuns também grãos com superfícies serrilhadas, em função da dissolução da sílica por calcita. Os grãos de feldspato também mostram substituição por calcita ao longo dos planos de clivagem.

O esqueleto possui organização funcional de conjunção por associação com o plasma nos horizontes Bt e Btk e cimentação nos horizontes Bk e Bkm. As organizações de disjunção vistas nos horizontes C são resultados da herança da rocha-matriz e não indicam perda eluvial do plasma.

O plasma é formado por microcristais (< 2 μm) de argila e micro a macrocristais (> 5 μm) de calcita. Sua participação varia entre 20-35% no plano das lâminas.

A porção do plasma < 2 μm formada por argila é constituída por argila turva e argila impura de cor bruno-avermelhado (10R5/4) e argila límpida de cor amarelo (2,5Y8/8), que só ocorre nas separações plásmicas. O padrão de orientação e extinção do plasma é estriado nos horizontes B, com estruturas plásmicas sépicas, principalmente esquelssépica nos horizontes Bt e parte nos horizontes Btk (Figura 5.16A, B). Nos horizontes Bt o plasma pode apresentar orientação forte e extinção contínua ligadas a depósitos cutânicos. O padrão de extinção manchado, comum nas estruturas plásmicas assépicas pode ser visto nos horizontes C, principalmente o padrão argilassépico. O plasma também possui pequenas manchas isotóicas associadas a concentrações locais de oxihidróxidos de ferro e manganês.

As porções do plasma formadas por calcita possuem estruturas plásmicas ou tramas birrefringentes cristalíticas, com plasma anisotrópico formado por cristais de calcita microcristalina ou espática (Figura 5.16C). As estruturas plásmicas cristalíticas são comuns nos horizontes Bk e Bkm, e transicionais com as estruturas esquelssépicas nos horizontes Btk.

A orientação referida do plasma é de superfície de grãos e parede de poros.

A distribuição relativa ou estrutura de base varia de quitônica e quito-gefúrica nos horizontes Bt (Figura 5.16D, E), quito-gefúrica e porfírica aberta nos horizontes Btk (Figura 5.16F), quito-gefúrica e porfírica aberta e fechada nos horizontes Bk e porfírica fechada nos horizontes Bkm.

Os poros podem ocupar até 50% em área das lâminas. Em geral são macroporos grossos (2000-5000 μm), médios (1000-2000 μm), finos (500-1000 μm) e mesoporos finos (30-75 μm) (Tabela 5.2). Os macroporos são associados principalmente a cavidades, freqüentemente não-intercomunicantes, abobadadas ou irregulares. Os mesoporos são frutos do simples empilhamento dos grãos ou ocorrem entre grãos e pequenos agregados, podem ser simples ou complexos.

Tabela 5.2 – Classes de tamanhos de poros

Microporos	Finos	< 2 μm
	Médios	2-20 μm
	Grossos	20-50 μm
Mesoporos	Finos	50-100 μm
	Médios	100-200 μm
	Grossos	200-500 μm
Macroporos	Finos	500-1000 μm
	Médios	1000-2000 μm
	Grossos	2000-5000 μm
Megaporos	Finos	5000-10000 μm

Fonte: Adaptado de Bullock et al. (1985).

As cavidades que formam a macroporosidade foram classificadas em ortocavidades, pois não apresentam adensamentos ou alisamentos com separações plásmicas nas paredes das

cavidades. Outros megaporos finos (5000-10000 μm), tubulares, com seção alongada ou elíptica e paredes alisadas por movimentações de origem biológica, formam os canais.

Quanto à gênese, os poros podem ser classificados em pedoporos (resultantes de processos pedogenéticos) e bioporos (criados pela ação de animais e plantas).

Nos horizontes B dominam os pedoporos interagregados e intergrãos, porém são comuns (10-15%) os bioporos e ortocavidades. Nos horizontes C ocorrem pedoporos intergrãos e litoporos (ligados à textura da rocha-matriz) em iguais proporções.

As microestruturas identificadas foram grãos com películas e grãos com pontes, ambas apédicas; e blocos subangulares e laminar, pédicas. As microestruturas apédicas são formadas por grãos do esqueleto com revestimentos de material fino na forma de películas ou pontes ligando os grãos do esqueleto (Figura 5.16D, E).

A microestrutura pédica formada por blocos subangulares é incomum nas lâminas estudadas; foi identificada somente uma vez em horizonte Bt. Os blocos têm tamanhos de 200-1000 μm , com microporosidade (5-30 μm) fissural e mesoporosidade cavitária; mostram grau de desenvolvimento moderado, contendo unidades não inteiramente separadas por poros, ligadas ainda a porções do esqueleto ou unidades estruturais vizinhas. O grau de acomodação também é baixo, em geral os agregados se apresentam não-acomodados.

A microestrutura laminar ocorre somente nos horizontes Bk e Bkm, com grãos do esqueleto alinhados horizontalmente e lâminas subhorizontais (10-100 μm) de calcita microcristalina e espática, muitas vezes separadas por poros planares.

Feições pedológicas que indicam enriquecimentos em calcita são freqüentes. As mais notáveis são impregnações microcristalinas, cristalárias, nódulos puros a fortemente impregnados e hipocutãs. Porém, feições de depleção de calcita também são comuns nos horizontes Bt.

Todos os horizontes mostram feições de iluviação de argila, principalmente sob a forma de cutãs de grãos. Os cutãs ocorrem sob a superfície de grãos livres e nas paredes dos poros. Os cutãs de grãos livres formam um revestimento na superfície dos grãos do esqueleto, podem apresentar variações entre cutãs de capeamento, de ligação e pendentes. Os cutãs de poros apresentam-se associados aos canais e foram classificados em típicos e crescentes. Esse último só ocorre em poros funcionais maiores, que formaram uma espécie de baía, capaz de aprisionar água por mais tempo (Figura 5.17A, B). Internamente, o cutã pode apresentar microfissuração e segregação pós-deposicional de ferro (Figura 5.17C, D).

A frequência dos cutãs varia de 5-10% nos horizontes Bt a menos de 1% nos horizontes Bkm. Quanto à natureza de seus constituintes, podem ser classificados em ferriargilãs e calcãs. Os ferriargilãs são mais comuns nos horizontes Bt e Btk, enquanto os calcãs são predominantes nos horizontes Bk e Bkm. Internamente os ferriargilãs são microlaminados e laminados (com lâminas de espessuras variáveis de mesma textura, alternando a cor das lâminas) e os calcãs não apresentam laminações.

Do ponto de vista genético os ferriargilãs foram classificados em cutãs de iluviação e os calcãs em cutãs de difusão.

Outros cutãs como os hipocutãs, que ocorrem como impregnações do fundo matricial ou por depleção de compostos químicos, são mais comuns na superfície externa dos grãos e sob as paredes de macroporos. A composição predominante dos hipocutãs é carbonato de cálcio (calcãs).

Feições pedológicas como os pedotúbulos foram caracterizados em função do preenchimento e forma externa. Possuem diâmetros de 500-4000 μm e formas ovais e elipsoidais. Foram divididos em granotúbulos com preenchimento solto contínuo (Figura 5.17E), formado por material do esqueleto sem plasma e isotúbulos com preenchimento denso incompleto, com grãos do esqueleto cimentados por plasma (Figura 5.17F). Quanto ao grau de individualização são discretos na maioria dos casos, permitindo a fácil visualização na área compreendida nas lâminas.

As glébulas identificadas são constituídas por acumulações secundárias de calcita. Possuem arranjos internos que permitiram a classificação em nódulos (90%), halos glebulares (9%), pédocos e septárias (1%). Em alguns casos, nos horizontes Bt, antigas acumulações de argila iluvial fragmentadas geraram pápulas, que nunca ultrapassam 1% em área das lâminas.

Os nódulos são compostos por calcita microcristalina, são puros a fortemente impregnados, órticos, com formas subesféricas e amigdaloidais (Figura 5.18A). Possuem dimensões de 500-4000 μm e podem ocupar entre 10-20% em área das lâminas nos horizontes Bk.

Feições pedológicas cristalinas, que compreendem cristais formados *in situ*, por concentração de soluções no interior da porosidade do solo, como as cristalárias de calcita, foram identificadas principalmente nos horizontes Bk e Bkm. As cristalárias possuem trama interna inequigranular e forma externa de cristais intercalares. Geneticamente foram classificadas como

típicas, pois não apresentam evidências de pseudomorfose ou origem biológica. Possuem dimensões de 0,001-1,2 cm e podem ocupar até 10% em área das lâminas nos horizontes Bk.

Outras feições pedológicas observadas foram feições de depleção nos horizontes Bt e Btk, associadas à perda de calcita próxima aos macroporos e, feições amorfas impregnativas de oxihidróxidos de ferro e manganês, que ocorrem superpostas ao fundo matricial, a outras feições pedológicas ou a cristais de calcita espática (Figura 5.18B).

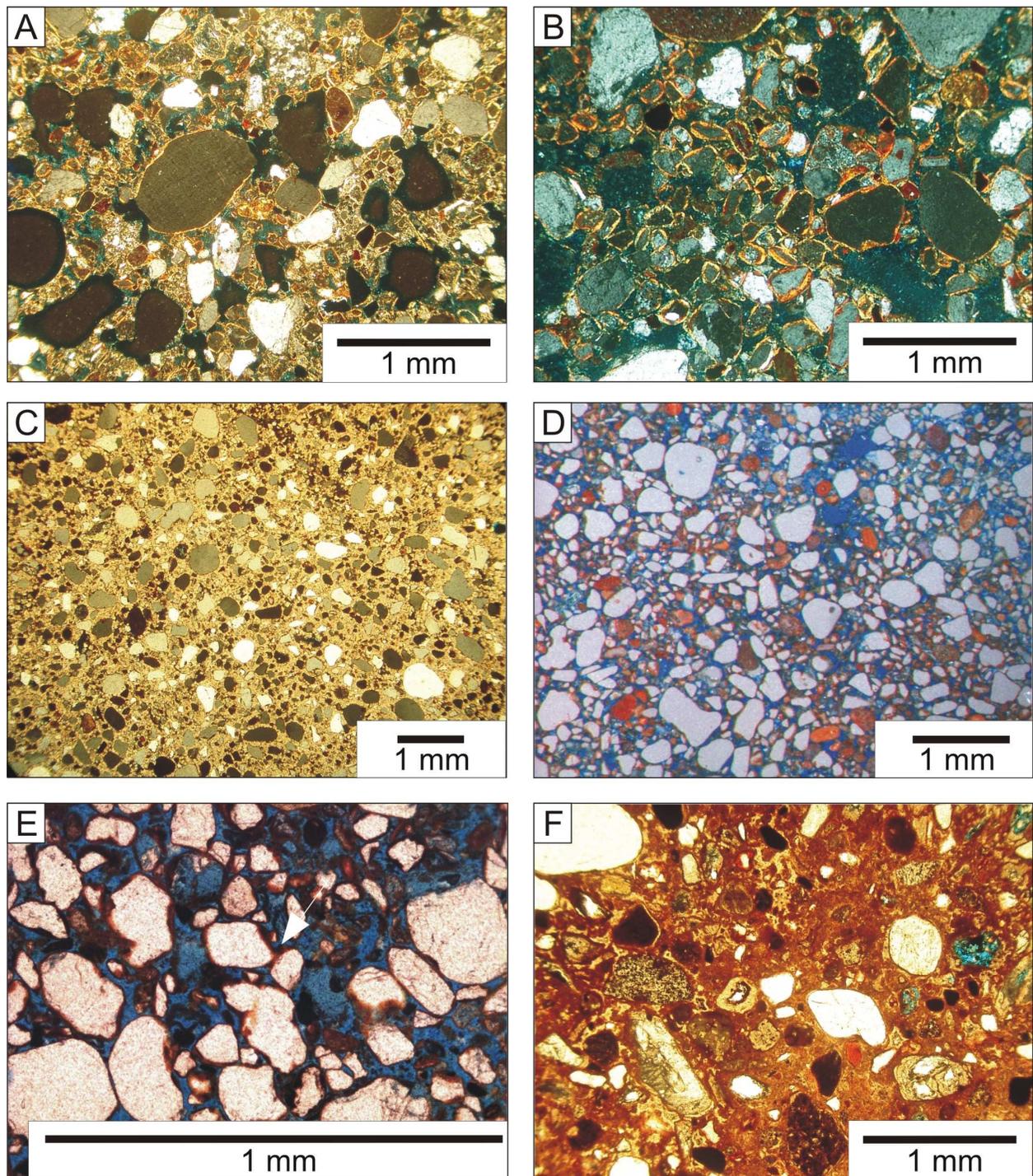


Figura 5.16 – Fotomicrografias de estruturas plásmicas e estrutura de base em *Aridisols* da Formação Marília. (A-B) Estrutura plásmica esquelssépica em horizontes Bt. C) Estrutura plásmica cristalítica em horizonte Bk. D) Estrutura de base quito-gefúrica em horizonte Bt. E) Detalhe da estrutura de base quito-gefúrica em horizonte Bt. F) Estrutura de base porfírico aberta em horizonte Btk. (Fotos A-C, polarizadores cruzados. D-F, polarizadores descruzados).

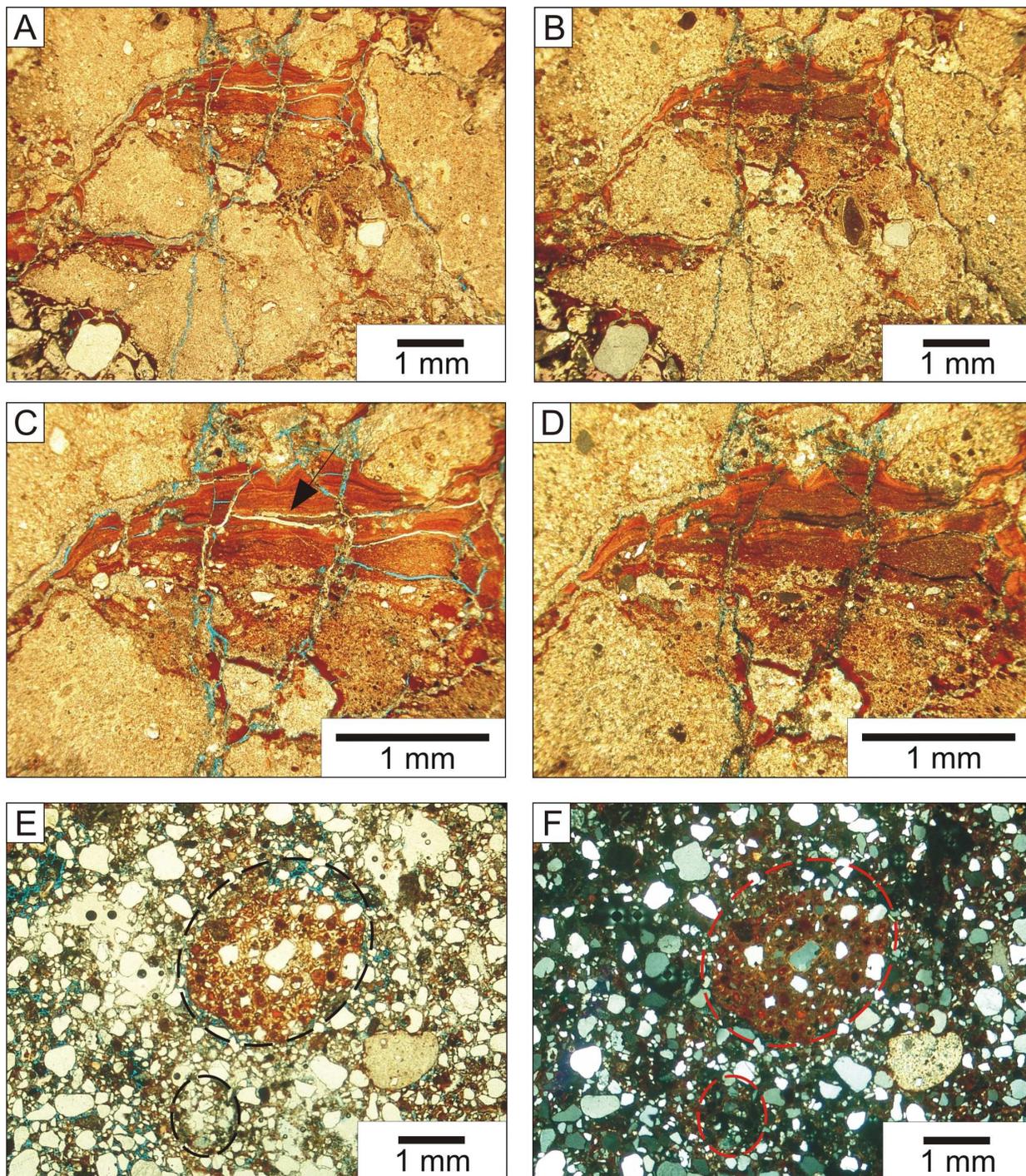


Figura 5.17 – Fotomicrografias de cutãs e pedotúbulos em *Aridisols* da Formação Marília. (A-B) Ferriargilã iluvial de poro com laminação interna e padrão de extinção perpendicular a parede dos poros. (C-D) Ferriargilã com segregação pós-deposicional de ferro e microfissuração interna exibindo substituição por calcita microcristalina em horizonte Btk. (E-F) Granotúbulo elipsoidal com preenchimento solto contínuo (1,3 mm de diâmetro) e isotúbulo elipsoidal com preenchimento denso incompleto (3,2 mm de diâmetro) em horizonte Bt. (Fotos A, C, E, polarizadores descruzados. B, D, F, polarizadores cruzados).

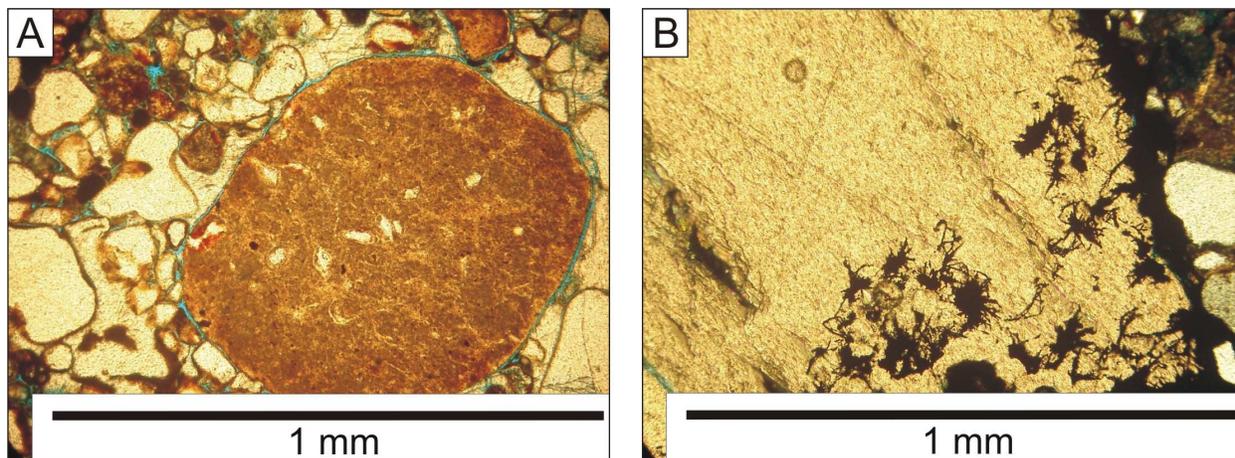
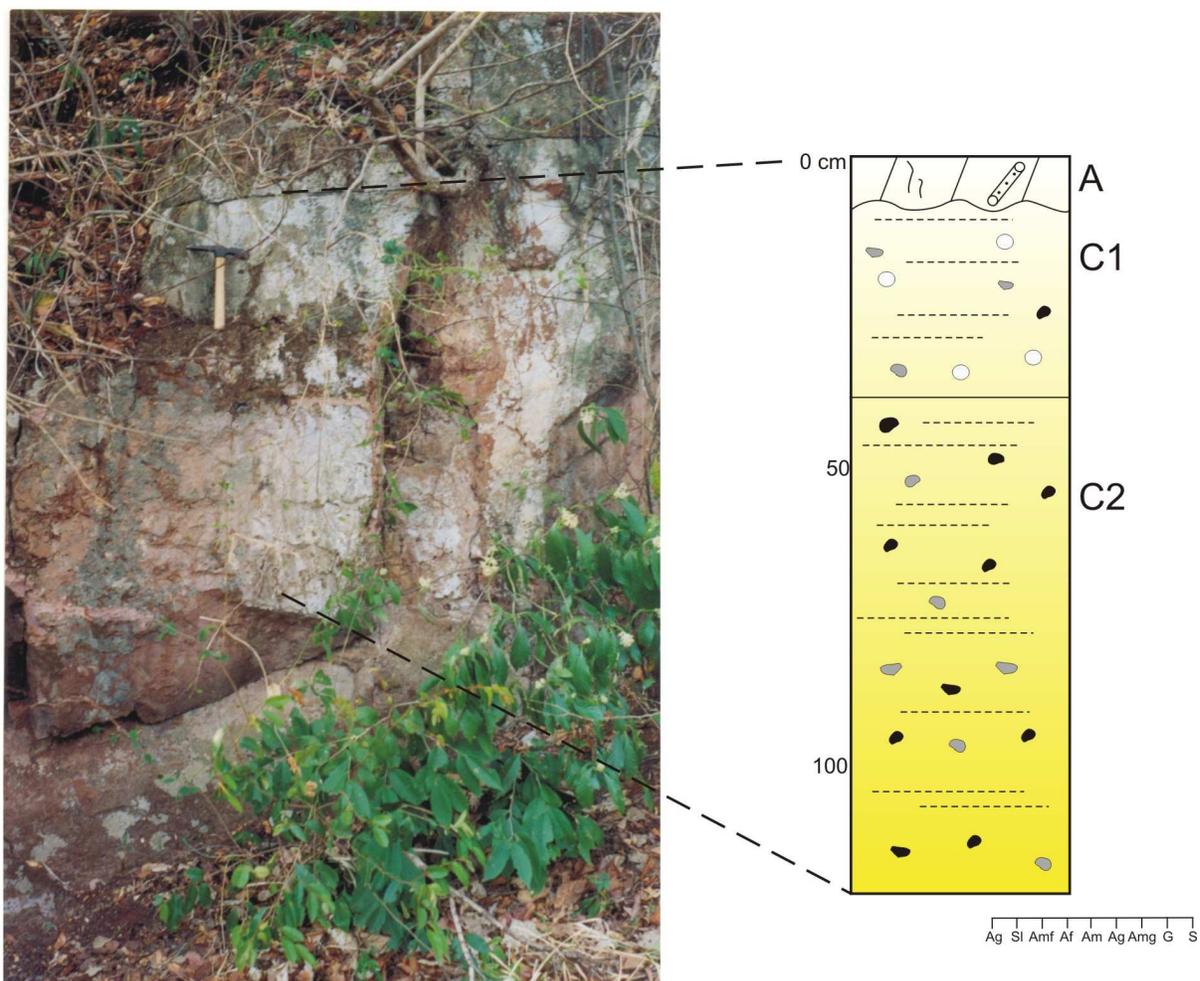


Figura 5.18 – Fotomicrografias de feições pedológicas nos *Aridisols* da Formação Marília. A) Nódulo órtico de calcita microcristalina com bordas nítidas e regulares em horizonte Bk. B) Feições amorfas impregnativas de oxihidróxidos de ferro e manganês sobre um cristal de calcita espática em horizonte Bk. (Foto A, polarizadores descruzados. B, polarizadores cruzados).

5.3.1.2 *Entisols*

Descrição morfológica dos perfis

Serão descritos dois perfis de *Entisols* em detalhe, ambos situados na serra da Mombuca, próximo ao município de Itarumã (GO) (Figura 5.1).



LEGENDA					
///	Horizonte cimentado	{ }	Revestimentos de carbonato	● ●	Cascalhos
⊙	Nódulos carbonáticos	⊃	Crotovinas	A, C	Horizontes de paleossolo
○	Halos glebulares	- - - - -	"Fantasmas" de laminações plano-paralelas		

Figura 5.19 – Perfil 1 de *Entisol*, serra da Mombuca (GO). (Afloramento 8 da figura 5.1).

Perfil 1 de *Entisol*, serra da Mombuca (GO)

A 0 – 7/10 cm; vermelho-claro (2,5YR6/8, seco), bruno-avermelhado (2,5YR5/8, úmido); areia fina; sem estrutura (maciça); poucos, películas de carbonato em torno dos grãos; fortemente cimentado por CaCO₃; muito poucas, porosidade de bioturbação subsférica, 3 mm de diâmetro, preenchidas por areia fina; transição gradual, suave ondulada.

C1 7/10 – 35 cm; vermelho-claro (2,5YR6/8, seco), bruno-avermelhado (2,5YR5/8, úmido); areia fina com seixos; sem estrutura (maciça); freqüentes halos glebulares de CaCO₃, com bordas difusas cinzento-claro (7,5YR8/1), pequenos, macios, irregulares; transição clara, plana.

C2 35 – 125 cm; vermelho (10R5/8, seco), vermelho (10R4/8, úmido); areia fina com seixos; sem estrutura (maciça).

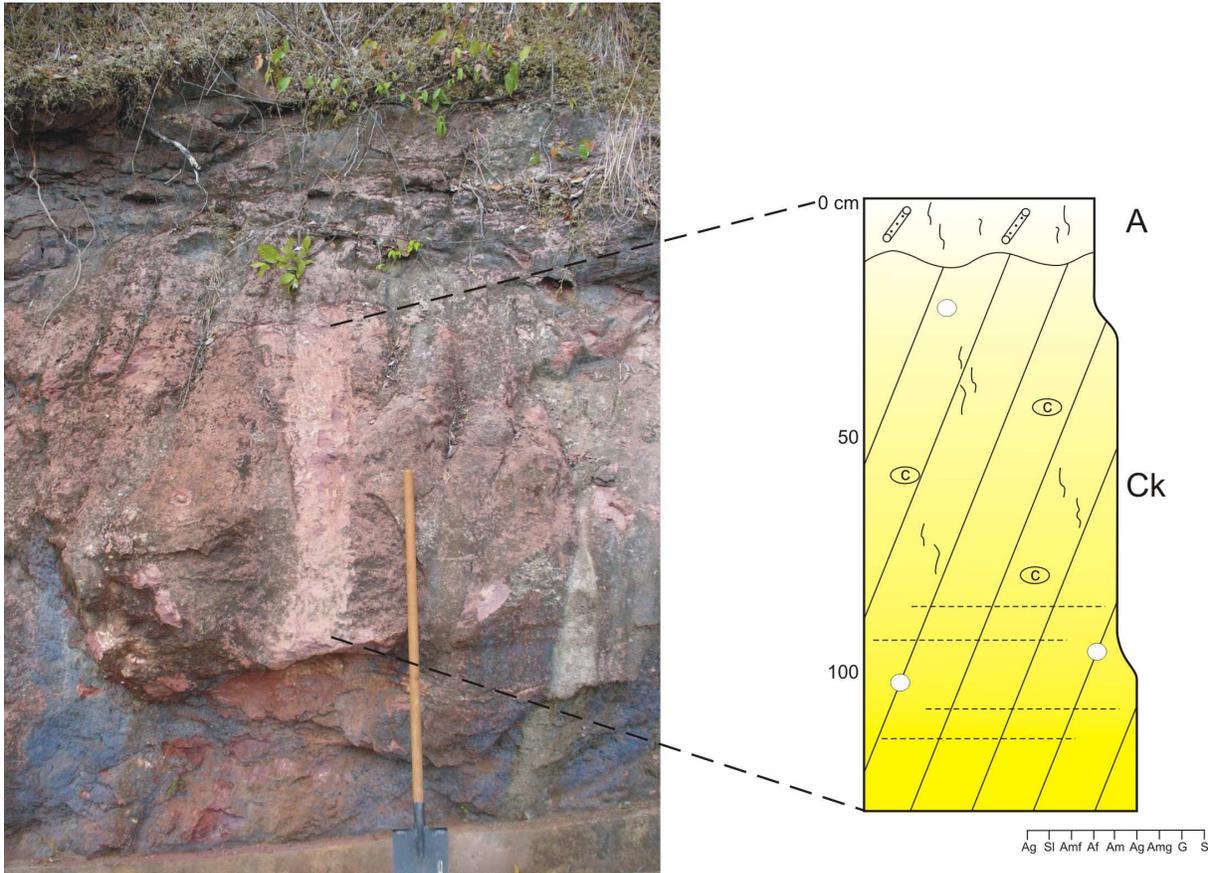


Figura 5.20 – Perfil 2 de *Entisol*, serra da Mombuca (GO). Legenda na figura 5.19. (Afloramento 8 da figura 5.1).

Perfil 2 de *Entisol*, serra da Mombuca (GO)

A 0 – 11/13 cm; vermelho (10R4/8, seco), vermelho-escuro (10R3/6, úmido); areia fina a média; sem estrutura (grão simples); poucos, películas de óxido de ferro e carbonato cobrindo os grãos; poucas, porosidade de bioturbação subsférica, 1-2 mm de diâmetro, preenchidas por areia fina; transição clara, suave ondulada.

Ck 11/13 – 120 cm; vermelho (10R5/8, seco), vermelho (10R4/6, úmido); areia fina a grossa; sem estrutura (maciça); poucos, películas de óxidos de ferro e carbonato cobrindo os grãos; fracamente cimentado por CaCO₃; muito poucos, nódulos e halos glebulares de CaCO₃, pequenos a grandes, macios a duros, brancos, elipsoidais e elípticos, fortemente reativos a HCl 10%.

Caracterização macromorfológica

Os perfis de *Entisols* apresentam baixo grau de evolução pedogênica; mantendo praticamente inalteradas as estruturas sedimentares do material de origem. Exibem seqüência de desenvolvimento de horizontes A/C, marcados pela ausência de horizontes B diagnósticos e estruturas pedogênicas. É o segundo tipo de paleossolo mais freqüente na área de estudos, em torno de 16% do total das seções medidas.

Os perfis apresentam espessuras pequenas, com 40-125 cm, sempre associados aos depósitos das litofácies *Arenito com laminação plano-paralela* e *Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava*. Não exibem perfis poligenéticos, tampouco horizontes B diagnósticos como os *Aridisols*. As únicas evidências que permitem a classificação desses perfis como paleossolos são horizontes superficiais (epipedons) ócricos, com poucas estruturas de bioturbação, principalmente crotovinas, pequenas espessuras e ausência de matéria orgânica que possibilitaria sua classificação em outros tipos de epipedons como melânicos, úmbricos, mólicos ou hísticos. A recorrência de feições pedogênicas comuns a outras ordens de paleossolos, como nódulos e halos glebulares carbonáticos também foi utilizada como critério para a classificação.

As cores variam de vermelho-claro (2,5YR6/8), vermelho (10R5/8) a bruno-avermelhado (2,5YR5/8), com porções cinzento-claro (7,5YR8/1) associadas a halos e nódulos carbonáticos. As texturas variam desde areia fina, média e grossa a areia com cascalho, com grânulos e seixos de basalto e quartzito, com 2-8 mm de diâmetro, concentrados nos horizontes C (Figura 5.19). Os perfis não exibem estruturas pedogênicas, denotando baixo grau de evolução, apresentando porções de grão simples (não-coerentes) e outras maciças, em virtude da cimentação por carbonato de cálcio.

Os horizontes C mostram “fantasmas” de laminações plano-paralelas sempre que desenvolvidos sobre a litofácies *Arenito com laminação plano-paralela* (Figura 5.20) e grânulos e seixos quando associados à litofácies *Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava*. Apenas revestimentos incipientes de carbonato de cálcio na matriz e películas de óxidos de ferro em torno dos grãos foram observados. Não há evidências de movimentação mecânica de argilas, nem filmes de oxihidróxidos de manganês.

A cimentação por carbonato de cálcio é fraca, somente os nódulos e halos glebulares são reativos a HCl 10%. As glébulas carbonáticas são em geral halos glebulares, pequenos a grandes, macios, brancos e irregulares.

As estruturas de bioturbação são raras, frequentemente estão concentradas nos horizontes A e, correspondem à porosidade de bioturbação de formato subesférico, com 1-3 mm de diâmetro, preenchidas por areia fina e cores diferentes da matriz, interpretadas como crotovinas.

A transição entre os horizontes é clara e gradual com topografia de transição suave ondulada.

Caracterização micromorfológica

Os perfis de *Entisols* descritos possuem apenas horizontes A, C e Ck.

O esqueleto constitui de 30-40% da área das lâminas. É composto por quartzo monocristalino (90%), quartzo policristalino, microclina, ortoclásio, muscovita, opacos, e fragmentos líticos de argilito, basalto, quartzito e vulcânicas alcalinas (10%).

Os grãos do esqueleto possuem dimensões de 62 a 500 μm . A distribuição granulométrica por classes abrange grãos com dimensões de silte (5%), areia muito fina (50%), areia fina (15%) e areia média (30%). São subarredondados a arredondados, subesféricos a subalongados, com seleção moderada. A rugosidade superficial é lisa na maioria dos grãos.

O esqueleto possui organização funcional de disjunção por empilhamento com plasma (50%), de conjunção por associação (5%), e de conjunção por cimentação (45%), que só ocorre nos horizontes Ck com estrutura de base porfírica aberta em função da cimentação por calcita microcristalina.

O plasma ocupa no máximo 35% da superfície das lâminas. É formado por argila (5%) e calcita microcristalina (30%). O plasma argiloso possui cor bruno-avermelhado (10R4/4, 5/4), devido às propriedades composicionais e texturais da argila, que é composta por argila turva e argila impura. O padrão de extinção e orientação é manchado, com estrutura plásmica asséptica do tipo argilasséptica, provavelmente associada à neoformações ou transformações locais de minerais primários em argila, com domínios incipientes e sem orientação. A porção do plasma de calcita microcristalina, com anisotropia de conjunto, possui estruturas plásmicas cristalíticas, visíveis nos horizontes Ck.

A orientação referida do plasma é de superfície de grãos.

A estrutura de base é do tipo mônica (65%), porfírica aberta (30%), quitônica e quitogefúrica (5%).

Os poros ocupam de 50-60% da área das lâminas. Em geral correspondem a macroporos cavitários com dimensões de 1000-5000 μm , classificados em macroporos médios a grossos. Os poros intergranulares de empilhamento simples apresentam dimensões menores, de 75-1000 μm , classificados em macroporos finos e mesoporos finos a grossos.

As cavidades foram classificadas em ortocavidades. Possuem formas irregulares e alongadas, com dimensões de até 5 cm; podem ser intercomunicantes, e sem paredes alisadas.

Os poros são principalmente pedoporos intergrãos e bioporos nos horizontes A, e pedoporos intergrãos e litoporos nos horizontes C.

As microestruturas identificadas foram grãos simples, grãos com películas e grãos com pontes, todas apédicas.

As feições pedológicas observadas foram feições texturais e amorfas. Ocorrem também feições reliquias, como fragmentos angulosos da rocha-matriz dos *Entisols*, denominadas de litorrelíquias.

Os cutãs são raros (< 5%), e ocorrem revestindo a superfície de grãos livres, geralmente localizados na porção inferior dos grãos, classificados em pendentes. A composição química é de carbonato de cálcio (calcãs), provavelmente originados por iluviação ou por difusão de material em solução.

Os pedotúbulos são raros (< 5%), e se concentram nos horizontes A e nas transições entre A/C. Possuem formas semicirculares e elipsoidais, com dimensões de 400-600 μm . Apresentam preenchimento solto contínuo e descontínuo, com arranjo interno de granotúbulos. A individualização é discreta, são facilmente identificáveis nas lâminas.

As glébulas são formadas por concentrações de calcita. Ocupam entre 10-30% da área das lâminas. Foram classificadas em nódulos e halos glebulares, de acordo com as características da trama interna. Os nódulos ocorrem principalmente nos horizontes Ck e mostram grau de impregnação maior que os halos glebulares, geralmente são fortemente impregnados, órticos, e possuem formas subesféricas e amigdaloidais (Figura 5.21A, B).

Os halos glebulares são frequentes (> 20%) nas transições entre os horizontes A/C. Apresentam um núcleo interno fortemente impregnado por calcita microcristalina envolto por diferentes camadas fracamente impregnadas (Figura 5.21C, D). Possuem dimensões de 1000-6000 μm .

Feições amorfas impregnativas de oxihidróxidos de ferro e manganês (1-2%), ocorrem superpostas ao fundo matricial ou aderidas às paredes dos nódulos.

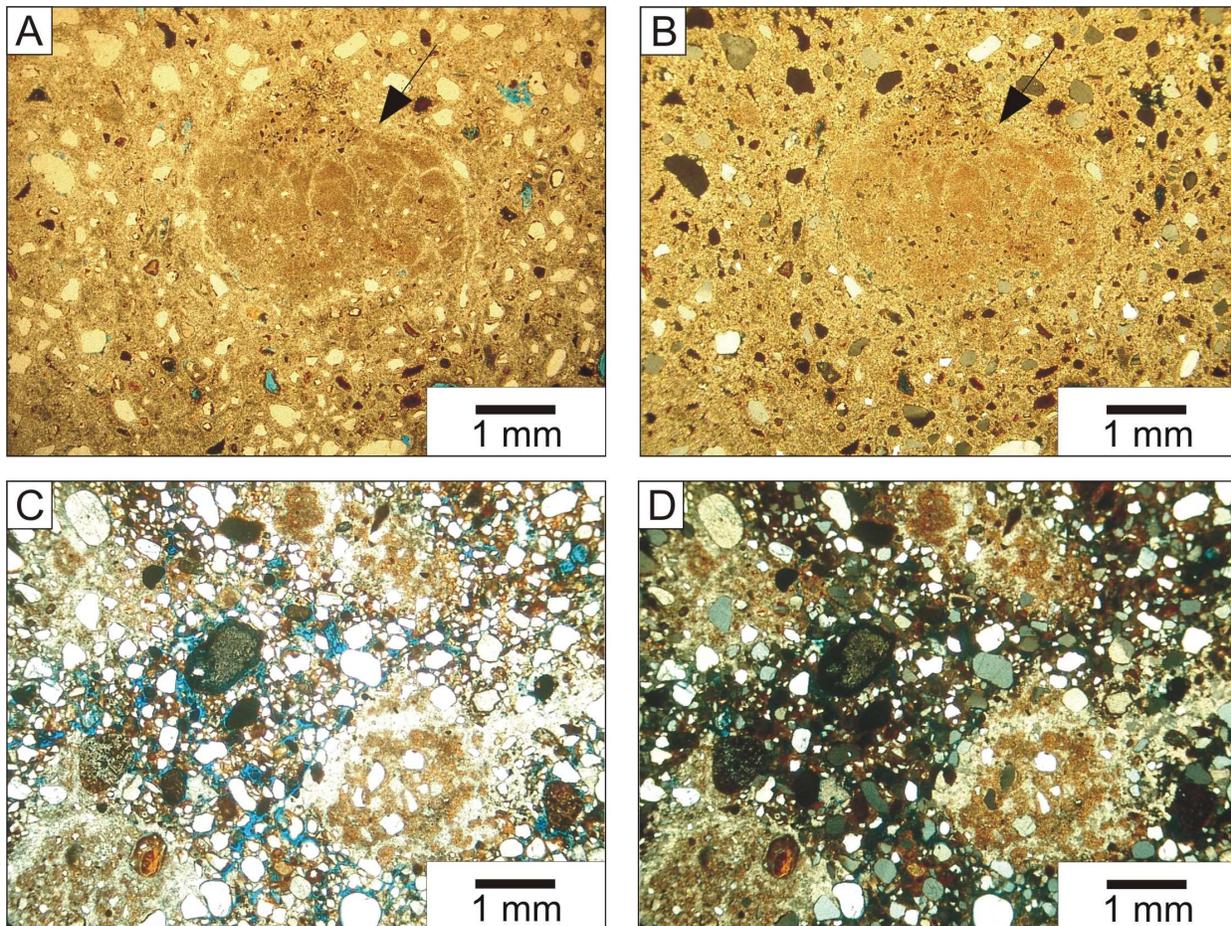
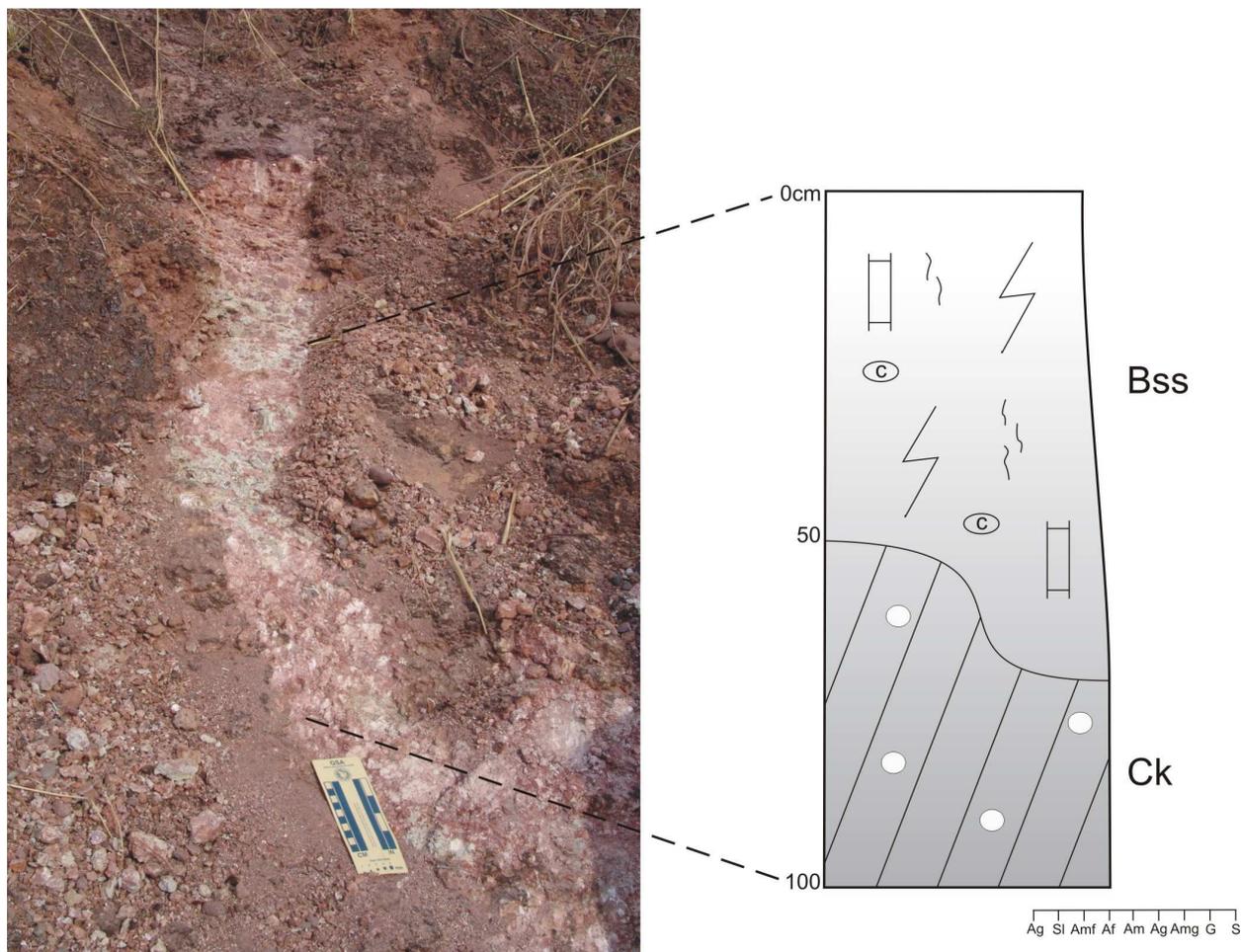


Figura 5.21 – Fotomicrografias de feições pedológicas em *Entisols* da Formação Marília. (A-B) Processo de formação de nódulo órtico de calcita por diferenciação de porção do plasma constituído por calcita microcristalina em horizonte Ck. (C-D) Halos glebulares com núcleo fortemente impregnado e bordas fracamente impregnadas por calcita em horizonte Ck. (Fotos A, C, polarizadores descruzados. B, D, polarizadores cruzados).

5.3.1.3 *Vertisols*

Descrição morfológica dos perfis

Será apresentada em detalhe a descrição de um perfil de *Vertisol* situado próximo ao município de Quirinópolis (GO) (Figura 5.1).



LEGENDA		
	Estrutura em blocos	○ Halos glebulares
	Horizonte cimentado	⎓ Revestimentos de carbonato
	Nódulos carbonáticos	⚡ Superfícies de fricção
		Bss, Ck Horizontes de paleossolo

Figura 5.22 – Perfil de *Vertisol*, Quirinópolis (GO). (Afloramento 12 da figura 5.1).

Perfil de *Vertisol*, Quirinópolis (GO)

Bss 0 - 50/65 cm; laranja (7,5YR7/6, seco), laranja (7,5YR6/6, úmido); mosqueamento cinzento-claro (7,5YR8/1), comum, proeminente; areia muito fina; moderada grande blocos angulares com pedrs de formas cuneiformes e paralelepípedicas definidas por planos subhorizontais e subverticais de superfícies de fricção com cores brunas (7,5YR5/8) no contato entre os pedrs; poucos, películas de carbonato entre as fissuras; fracamente cimentado por CaCO₃; matriz muito pouco reativa a HCl 10%, porções com

mosqueamento não são reativas; freqüentes, nódulos de CaCO₃, pequenos a grandes, duros, brancos, irregulares; transição clara, irregular.

Ck 50/65 – 100 cm; bruno-claro (7,5YR5/8, seco), bruno (7,5YR4/6, úmido); areia fina; sem estrutura (maciça); comuns, películas de carbonato; fortemente cimentado por CaCO₃; matriz e halos glebulares pouco reativos a HCl 10%; freqüentes, halos glebulares de CaCO₃, com bordas cinzento-brunado-claro (7,5YR7/2), pequenos, macios a duros, irregulares.

Caracterização macromorfológica

Vertisols representam o terceiro tipo de paleossolo identificado na área de estudos, perfazem apenas 6% do registro nas seções medidas. Os perfis ocorrem em posições estratigráficas específicas, isto é, sobrepostos aos perfis de *Aridisols* e sotopostos aos depósitos da litofácies *Arenitos conglomeráticos*. O processo de argiliturbação responsável à homogeneização dos perfis por constante remanejamento do material pedológico durante os contínuos ciclos de retração e expansão das argilas expansivas é a principal característica dos *Vertisols*, resultando em perfis com horizontes homogêneos e de difícil distinção em campo.

Os perfis possuem espessuras de 80-100 cm, e exibem seqüências de desenvolvimento Bss-Ck. Horizontes A não foram observados; possivelmente devido ao truncamento dos perfis por pacotes da litofácies *Arenitos conglomeráticos*, marcados em afloramento por superfícies erodidas côncavas com concentração de pequenos seixos.

As cores variam de vermelho-claro (7,5R7/6), laranja (7,5YR7/6, 7,5YR6/6) a bruno-claro (7,5YR5/8), com mosqueamento cinzento-claro (10YR8/1), abundante (> 20% em volume da matriz do horizonte) e proeminente, com contraste conspícuo entre o matiz dos horizontes e o matiz do mosqueado (Figura 5.23A). As texturas são constituídas por areia muito fina, fina e média.

As estruturas presentes nos horizontes Bss apresentam estruturação forte, tamanhos grandes e formas de blocos angulares e cunhas. Superfícies de fricção (Figura 5.23A, C, D) formam estruturas cuneiformes ou paralelepípedicas definidas por eixos com ângulo de inclinação de 30-45° com a horizontal.

Os horizontes Ck são maciços e fortemente cimentados por carbonato de cálcio. Os revestimentos de carbonato de cálcio, poucos a comuns, formam películas e filamentos que cobrem os grãos e as superfícies dos pedos. O grau de cimentação varia de acordo com os horizontes; horizontes Bss são fracamente cimentados por carbonato de cálcio e Ck fortemente

cimentados. A matriz é fracamente reativa a HCl 10% e as porções com mosqueado não são reativas. As glébulas calcílicas se dividem em freqüentes nódulos pequenos a grandes, duros, brancos e irregulares e freqüentes halos glebulares pequenos, macios a duros e irregulares, fortemente reativos a HCl 10% (Figura 5.23B). Em alguns casos podem ocupar até 20% em volume dos horizontes Bss.

Estruturas de bioturbação são raras; aparentemente se concentram nas porções superiores dos horizontes Bss. Possuem formatos tubulares, com 4-6 mm de diâmetro, e estão preenchidas por areia ou calcita.

A transição entre os horizontes é clara e irregular.

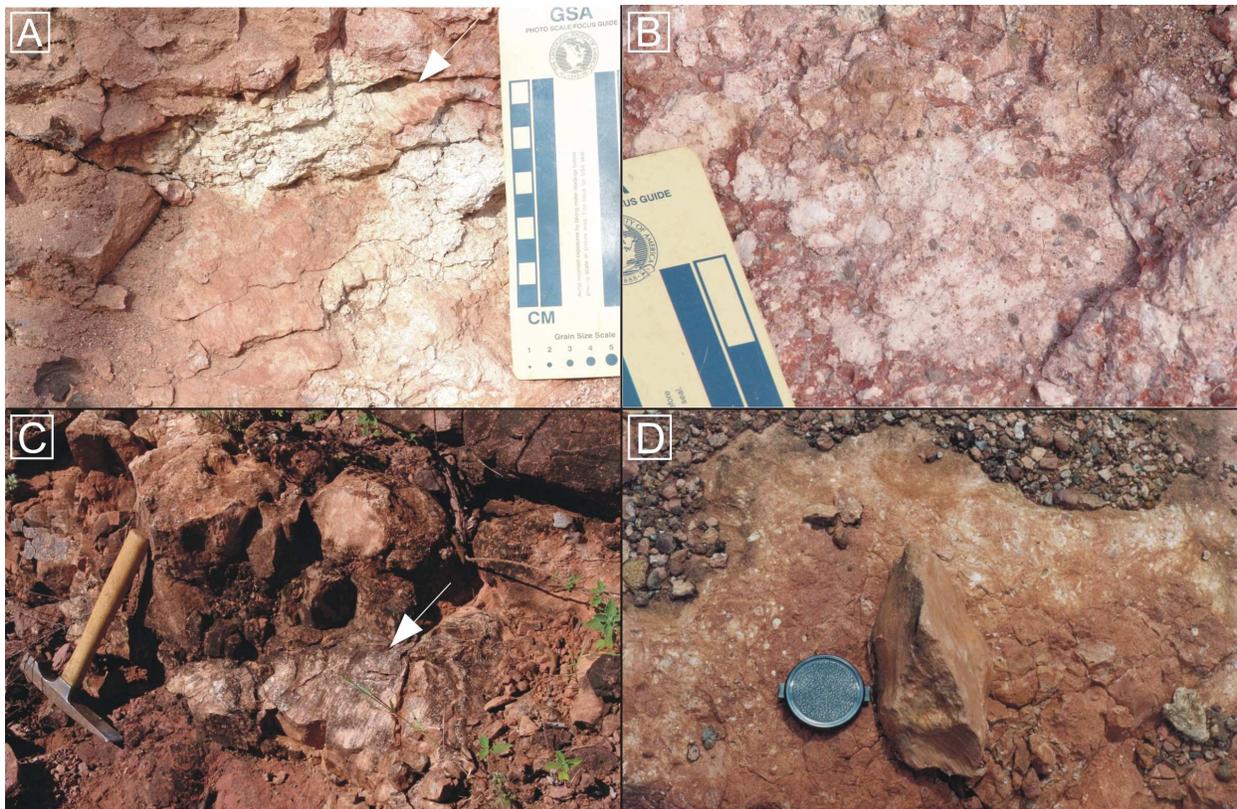


Figura 5.23 – Feições pedogênicas em *Vertisols* da Formação Marília. A) Mosqueamento proeminente e seta mostrando as superfícies de fricção em horizonte Bss. B) Halos glebulares de calcita em horizonte Ck. C) Superfícies de fricção em horizonte Bss. D) Detalhe de um ped com superfícies polidas e espelhadas por ação das superfícies de fricção. Escalas: Martelo com 27,5 cm de comprimento; Capa da objetiva com 5,5 cm de diâmetro. (Fotos A-B, afloramento 12 e C-D afloramento 8 da figura 5.1).

Caracterização micromorfológica

Os *Vertisols* descritos possuem apenas horizontes Bss e Ck, que apresentam propriedades micromorfológicas ímpares.

Os horizontes Bss apresentam texturas finas, com mais de 70% de material < 2 µm, enquanto nos horizontes Ck predominam as texturas arenosas, com 50% da área das lâminas formadas por esqueleto.

O esqueleto ocupa menos de 15% em área das lâminas nos horizontes Bss e mais de 50% nos horizontes Ck. É constituído por quartzo monocristalino (75%) e fragmentos líticos de basalto (10%), quartzito (5%) e vulcânicas alcalinas (5%). Fragmentos líticos de argilito e minerais como ortoclásio, zircão, olivina, rutilo, hornblenda, clinopiroxênios e opacos totalizam outros 5%.

Os grãos do esqueleto possuem dimensões de 125 a 500 µm e são classificáveis como areia fina (70%) a média (25%). Grãos ocasionais de areia grossa (500-1000 µm) e muito grossa (1000-2000 µm) não ultrapassam 5% em área das lâminas. Os grãos são subarredondados a arredondados, subsféricos, de seleção moderada. A rugosidade superficial dos grãos de quartzo é lisa na maior parte da superfície dos grãos. Porém, a rugosidade superficial serrilhada é comum quando os grãos de quartzo apresentam substituição parcial por calcita. Alguns grãos do esqueleto mostram evidências de expansão física, com superfícies internas fraturadas e preenchimento por calcita espática (Figura 5.24A, B).

O esqueleto possui organização funcional de junção por cimentação com o plasma. A cimentação pode ser por plasma argiloso ou de calcita microcristalina.

A porção do plasma formada por argila possui cor bruno-avermelhado-escuro (10R3/3), devido às propriedades composicionais e texturais da argila, sendo composta por argila turva e argila impura. As porções do plasma formadas por argila límpida se concentram nas separações plásmicas e possuem cor amarelo (2,5Y8/8).

O padrão de extinção e orientação do plasma é estriado descontínuo nos horizontes Bss, com estruturas plásmicas esquelssépicas, vossépicas e mossépicas. As estruturas mossépicas se concentram em zonas de depleção de calcita, em torno dos macroporos de empilhamento e poros planares. Na transição dos horizontes Bss/Ck passam a predominar as estruturas plásmicas cristalíticas, que se tornam preponderantes nos horizontes Ck. O padrão de extinção forte e contínuo pode ser observado nos depósitos cutânicos.

A orientação referida do plasma é de parede de fendas e parede de poros.

A distribuição relativa é porfírica aberta (80%) e fechada (20%) nos horizontes Bss e Ck.

Os poros ocupam entre 15-20% em área das lâminas. Foram classificados em macroporos grossos (2000-5000 μm), médios (1000-2000 μm) e finos (500-1000 μm), quando relacionados ao empilhamento dos grãos ou atividade biológica, e mesoporos grossos (200-500 μm), médios (100-200 μm) e finos (50-100 μm), se resultantes de modificações pedogenéticas.

Morfologicamente, os macroporos possuem formas intergranulares simples, relacionadas ao empilhamento dos grãos e cavidades irregulares sem orientações plásmicas, formadas por processos pedogenéticos ou biológicos. Nos horizontes Bss, os poros planares são predominantes. Formam sistemas de fissuras oblíquas ao longo da superfície das lâminas, com larguras de 20-60 μm , formadas em decorrência da expansão e contração do material plásmico, que foi submetido a diferentes condições hídricas. Esses poros podem apresentar preenchimento por calcita espática que, em função do crescimento dos cristais aumentou o tamanho das paredes dos poros até 250 μm .

Quanto à gênese, os poros foram classificados em pedoporos, pois refletem a principal classe de poros que ocorrem nos horizontes Bss.

As principais feições pedológicas identificadas foram texturais, associadas à concentração de plasma em porções específicas das lâminas, além de feições de depleção de calcita e feições amorfas, ligadas a concentrações locais de oxihidróxidos de ferro e manganês. A ocorrência de feições de depleção de calcita junto aos macroporos determinou também a formação de feições de trama, pois modificou a organização da estrutura de base da área.

Os cutãs são raros (< 5%). Ocorrem associados principalmente aos poros planares e pedoporos intergrãos. Quanto à natureza dos cutãs, diferenciam-se cutãs típicos, que possuem espessuras regulares em toda a extensão e cutãs crescentes, com formas terminais alongadas. Os cutãs possuem composição essencialmente de ferro e argila, e foram classificados em ferriargilãs. A orientação relativa é paralela a parede dos poros, com padrão de extinção perpendicular a parede dos poros e microlaminação (Figura 5.24C, D). Podem apresentar também microfissuração interna e segregação pós-deposicional de ferro. Em alguns casos a fissuração interna é aumentada devido à presença de calcita microcristalina que ocorre em meio ao cutã.

Geneticamente, diferenciam-se os cutãs de iluviação, originados pela deposição de material em suspensão ou solução dos cutãs de tensão (*stress cutan*) comuns nos horizontes Bss,

decorrentes de reorientações do plasma por esforços diferenciais ocorridos durante a formação dos poros planares.

Hipocutãs de calcita (calcãs) são comuns nos horizontes Bss e Ck e, ocorrem como impregnações do fundo matricial adjacente às superfícies externas de grãos e paredes de poros.

As glébulas são formadas essencialmente por carbonato de cálcio, ocupam entre 5-10% em área das lâminas nos horizontes Bss e 10-20% nos horizontes Ck. Possuem formas externas subesféricas, elipsoidais e amigdaloidais, com trama interna indiferenciada, classificadas como nódulos. Alguns nódulos subesféricos, fortemente impregnados, com dimensões de 2000-4000 μm , possuem um sistema interno de rachaduras concêntricas (*circum-granular cracks*), freqüentemente preenchidas por calcita espática (Figura 5.24E, F).

Feições amorfas impregnativas de oxihidróxidos de ferro e manganês ocorrem superpostas ao fundo matricial e ocupam menos de 1% das lâminas.

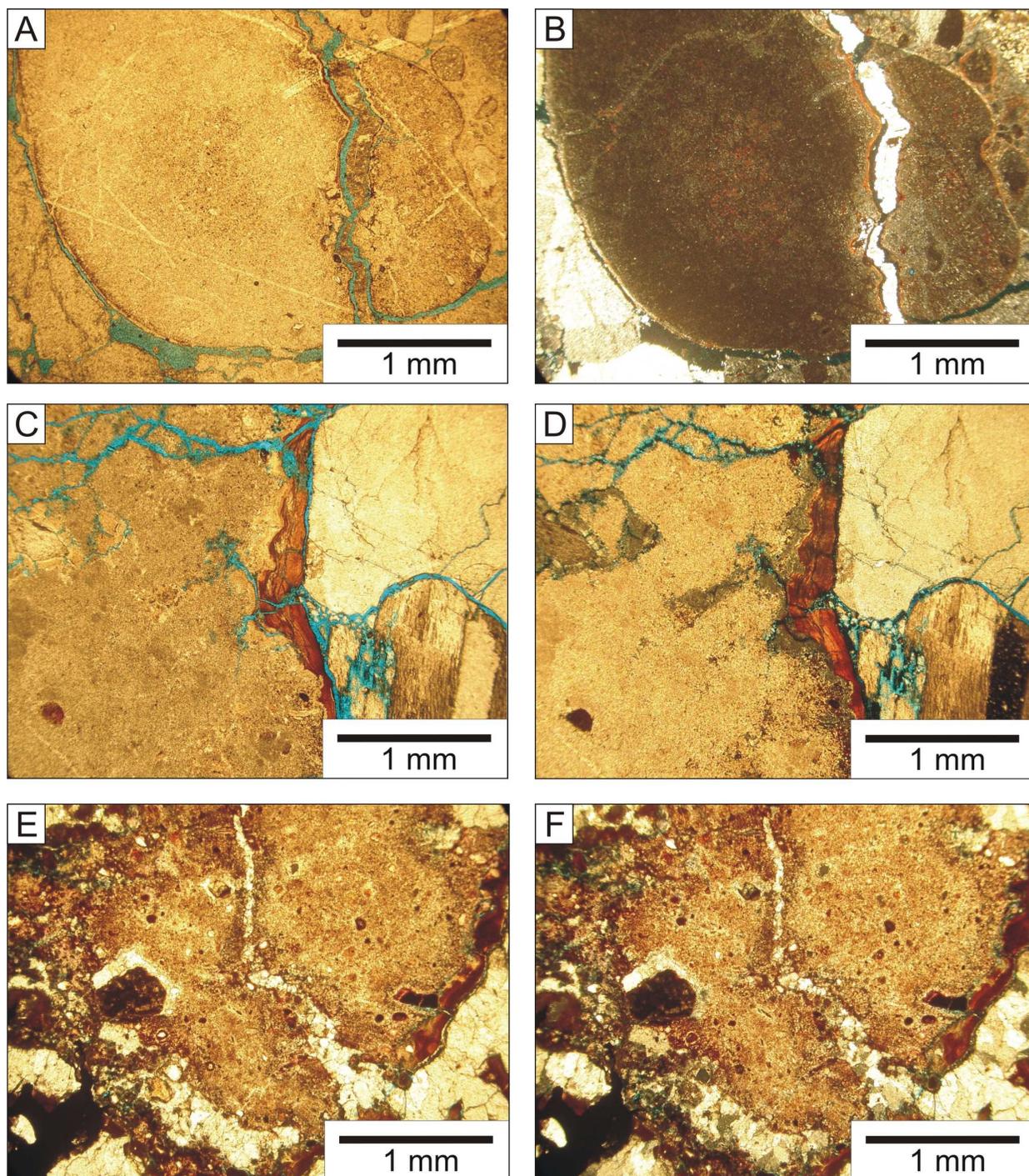


Figura 5.24 – Fotomicrografias de feições cristalinas e pedológicas nos *Vertisols* da Formação Marília. (A-B) Grão do esqueleto com superfície interna fraturada e preenchida por calcita espática em horizonte Bss. (C-D) Ferriargilã iluvial de poro com padrão de extinção perpendicular a parede dos poros, com microlaminação interna e segregação pós-deposicional de ferro em horizonte Bss. (E-F) Nódulo fortemente impregnado por carbonato de cálcio exibindo padrão de rachaduras concêntricas preenchidas por calcita espática. Foto da transição entre horizontes Bss/Ck. (Fotos A, C, E, polarizadores descruzados. B, D, F, polarizadores cruzados).

5.3.2 Interpretação

5.3.2.1 Interpretação das observações micromorfológicas

Os *Aridisols* representam os paleossolos mais freqüentes na área de estudos e, guardam propriedades micromorfológicas diagnósticas que permitem elucidar os principais processos de cristalização, dissolução, substituição e formação de feições pedológicas. Os *Entisols* são paleossolos incipientes e, portanto, ainda não possuem propriedades micromorfológicas diagnósticas, porém exibem algumas feições pedológicas semelhantes aos perfis de *Aridisols*. Os *Vertisols* mostram principalmente propriedades micromorfológicas resultantes dos processos de argiliturbação, como estruturas plásmicas mossépicas em zonas decalcificadas, sistemas de poros planares oblíquos, cutãs de estresse, nódulos com padrão interno de rachaduras concêntricas e grãos fraturados (*grain exploded*), que são feições comuns em *Vertisols* poligenéticos atuais da Índia (Pal et al., 2001) e Irã (Heidari et al., 2004).

Microfeições cristalinas

O conjunto de microfeições cristalinas descritas nos *Aridisols* e parte dos *Entisols* e *Vertisols* são coerentes com as microfeições denominadas de *K-fabric* (Gile et al., 1965) ou *Alpha fabric* (Wright, 1990).

Essas feições abrangem o fundo matricial de plasma composto por calcita e estruturas plásmicas cristalíticas (Bullock et al., 1985). Os tamanhos dos cristais variam de < 2 µm (calcita microcristalina) a 4 mm (calcita espática), com porções das lâminas caracterizadas por grande variabilidade nos tamanhos dos cristais.

A presença de grãos do esqueleto ‘flutuantes’ (*floating grains*) em matriz de calcita microcristalina é uma feição comum nos horizontes Bk e Bkm (Figura 5.25A). A introdução da calcita por substituição do material siliciclástico e o conseqüente crescimento expansivo da calcita leva a formação de horizontes caracterizados por cristais com diferentes tamanhos, formas e orientações (Tandon e Friend, 1989).

Feições que indicam substituição de material siliciclástico por calcita são comuns e, afetam da mesma forma os cutãs incipientes de argila e os grãos detríticos do esqueleto. Os grãos

de quartzo mostram bordas corroídas e os feldspatos podem apresentar substituição por calcita microcristalina ao longo dos planos de clivagem (Figura 5.25B).

De acordo com Watts (1980) e Goudie (1983), a substituição dos grãos siliciclásticos por calcita é indicada pela presença de grãos ‘flutuantes’ de quartzo e feldspato em matriz calcítica. Em climas áridos, os altos valores de pH das soluções, seriam os principais responsáveis pela dissolução da sílica e precipitação da calcita em horizontes cálcicos.

Associado à precipitação da calcita ocorre freqüentemente também um deslocamento dos grãos do esqueleto. Este fenômeno é resultante da pressão de cristalização da calcita, que empurra e afasta os grãos do esqueleto durante a formação de frentes de cristalização (Machette, 1985). A precipitação ocorre também no interior de glébulas, nódulos e grãos fraturados, onde a pressão de cristalização da calcita rompe as paredes internas das estruturas e aumenta os diâmetros das fraturas.

A maior parte dos cristais de calcita identificada é de calcita microcristalina, que indicaria um processo de cristalização muito rápido (Gile et al., 1965). Neste sentido, a presença de argila nos solos, teria grande influência no controle da precipitação da calcita. As argilas atuam como núcleos de precipitação, principalmente nos microporos, que inibem a cristalização de cristais espáticos e, podem retardar a recristalização da calcita microcristalina em espática (Wright e Tucker, 1991).

A calcita espática é comum nos horizontes Bk e Bkm (Figura 5.25C, D). Em alguns casos, cristais eudrais podem atingir até 4000 μm de comprimento. A ocorrência de calcita espática em paleossolos pode ser atribuída à precipitação por soluções supersaturadas ou recristalizações diagenéticas das calcitas microcristalinas (Bathurst, 1971). A atuação das soluções supersaturadas em carbonato de cálcio foi considerada a causa principal da formação das calcitas espáticas, conforme as seguintes evidências:

- i) os tamanhos dos cristais de calcita espática aumentam a partir da parede dos poros;
- ii) os poros apresentam preenchimento incompleto;
- iii) foram reconhecidas diferentes fases de formação da calcita espática;
- iv) não ocorrem cristais de calcita espática fibrorradiada;
- v) a superfície de contato entre os cristais não é ondulada ou arredondada e, não ocorrem contatos abruptos entre as calcitas microcristalinas e espáticas, como assinalado por Alonso et al. (2004).

A calcita espática exhibe também feições de cristais ‘enterrados’ (*buried crystals*), que são produzidas quando cristais com orientação de crescimento favorável obstruem e crescem sobre cristais menores sem orientação favorável (Bathurst, 1971; Monger et al., 1991).

Outra característica associada aos *Alpha* calcretes é a presença de cristalárias – que podem atingir até 1,2 cm de comprimento nos horizontes Bk. A formação dessa feição cristalina ocorre devido ao ressecamento dos solos que promove a migração das soluções por difusão, culminando com a precipitação da calcita nos macroporos, por efeito da evaporação e degaseificação rápida, seguida de crescimento expansivo.

Microfeições biogênicas

Wright (1990) denominou de *Beta fabric* os calcretes caracterizados por microfeições com gênese atribuída à existência e atividade de organismos.

Nos perfis estudados, poucas foram às propriedades micromorfológicas atribuíveis à origem biogênica. As principais feições biogênicas descritas em calcretes pedogenéticos incluem ‘filamentos de fungos calcificados’ (*calcified fungal filaments*), ‘agulhas’ de calcita (*needle-fibre calcite*), moldes internos de raízes preenchidos por calcita (*alveolar septal structure*) e *Microcodium* (Klappa, 1980; Esteban e Klappa, 1983; Alonso-Zarza, 2003). Nenhuma dessas feições foi reconhecida nos paleossolos estudados.

A única evidência sugestiva de atividade biológica constatada nas lâminas dos paleossolos estudados foi a presença de pedotúbulos semicirculares, que poderiam resultar de tubos abertos por raízes, que posteriormente foram preenchidos por materiais do esqueleto de horizontes superiores (granotúbulos); e outros pedotúbulos com morfologia oval e elipsoidal, que apresentam preenchimento por grãos do esqueleto cimentados por plasma (isotúbulos), cuja origem foi atribuída à atividade de organismos da infauna do solo (Figura 5.17E, F).

De acordo com Wright (1990) e Wright e Tucker (1991), os *Beta* calcretes são mais comuns em áreas semi-áridas e subúmidas, que apresentam coberturas vegetais extensas; enquanto os *Alpha* calcretes ocorreriam em regiões mais áridas, com menor influência da atividade biológica. Todavia, os autores afirmam que o principal fator crítico à formação dos *Alpha* e *Beta* calcretes é o material de origem, de natureza siliciclástica nos *Alpha* calcretes e carbonática nos *Beta* calcretes.

Feições paleopedológicas

A feição paleopedológica mais conspícua é a presença de glébulas carbonáticas. De acordo com a trama interna, foram diferenciadas principalmente em nódulos e halos glebulares.

Os nódulos são constituídos de calcita microcristalina e, podem ocupar até 20% em área dos horizontes Bk. Possuem dimensões de 500-4000 μm e formas subesféricas e amigdaloidais. Internamente, alguns nódulos ainda mantêm preservados grãos do esqueleto englobados em matriz de calcita microcristalina, revelando o processo incompleto de substituição dos grãos siliciclásticos por carbonatos.

Os nódulos foram classificados em órticos ou típicos (Bullock et al., 1985), constituídos por materiais análogos aos do fundo matricial dos horizontes em que ocorrem, sugerindo processo autigênico de formação (Monger et al., 1991).

Os nódulos são comuns nos *Alpha* calcretes, porém a definição dos processos genéticos é bastante complexa (Wright e Tucker, 1991). Alonso-Zarza (2003) indica que a morfologia e o limite das bordas dos nódulos com o fundo matricial podem ser indicativos da gênese. Nódulos com bordas difusas e irregulares podem indicar gênese por processos inorgânicos em ambiente pedogenético ou de influência de águas vadasas, enquanto que os nódulos com bordas nítidas e regulares poderiam ser associados a estruturas radiculares verticais.

Os nódulos estudados foram formados por processos de difusão do carbonato de cálcio até sítios específicos, como os grãos do esqueleto - que atuaram como núcleos -, seguidos de precipitação e crescimento expansivo (Figura 5.18A). Em alguns casos, o ressecamento hídrico prolongado dos horizontes, teria conduzido a contração da matriz dos nódulos, que sofreram rachaduras em padrões concêntricos, como vistos nos *Vertisols* (Figura 5.24E, F). Os halos glebulares foram interpretados como nódulos em estágio incipiente de formação, pois apresentam um núcleo fortemente impregnado, de modo semelhante aos nódulos, e as bordas fracamente impregnadas por carbonato de cálcio (Figura 5.21C, D).

Outra feição paleopedológica proeminente nos paleossolos estudados são os cutãs. Os cutãs ocorrem associados às superfícies dos grãos e às paredes dos poros e, possuem composição química de ferro e argila e carbonato de cálcio, classificados em ferriargilãs e calcãs, respectivamente.

Os cutãs são formados principalmente por processos iluviais e conseqüentemente possuem diferentes significados paleoclimáticos. Reheis (1987) estudou uma série de solos

submetidos a variações climáticas abruptas nos últimos 2 Ma, associadas a expansão e retração de geleiras, no estado norte-americano de Montana e, reconheceu até nove diferentes gerações superposta de cutãs (cinco calcãs alternados com quatro argilãs). Segundo o autor, os calcãs foram formados nos períodos pluviais mais secos, seguidos de períodos interglaciais subúmidos que favoreceram a lixiviação dos carbonatos e a iluviação das argilas. Porém, mesmo em condições climáticas mais úmidas, grande parte dos calcãs já formados permanece inalterado, principalmente na porção inferior dos grãos.

Os cutãs encontrados principalmente nos horizontes argílicos Btk dos *Aridisols* podem apresentar de duas a três diferentes camadas de ferriargilãs intercalados a calcãs, que indicam decalcificação e recalcificação dos horizontes (Figura 5.25E, F), possivelmente em condições climáticas variáveis, com a alternância de períodos pluviais mais úmidos e mais secos (Khormali et al., 2003; Alonso et al., 2004). Kleber (2000) denominou esses horizontes caracterizados por cutãs com alternância de argila e carbonato de cálcio de horizontes poligenéticos.

As feições amorfas impregnativas de oxihidróxidos de ferro e manganês indicam processos de oxirredução em condições hidromórficas (Heidari et al., 2004) (Figura 5.18B). As impregnações sobre as superfícies dos nódulos ou superpostas ao fundo matricial composto por calcita microcristalina requerem mudanças nas condições de Eh e pH, para condições de baixos valores de Eh e altos a neutros valores de pH, sugerindo condições hidromórficas locais. Bullock et al. (1985) associam as origens de tais feições a condições anaeróbias de estagnação hídrica temporária nos solos.

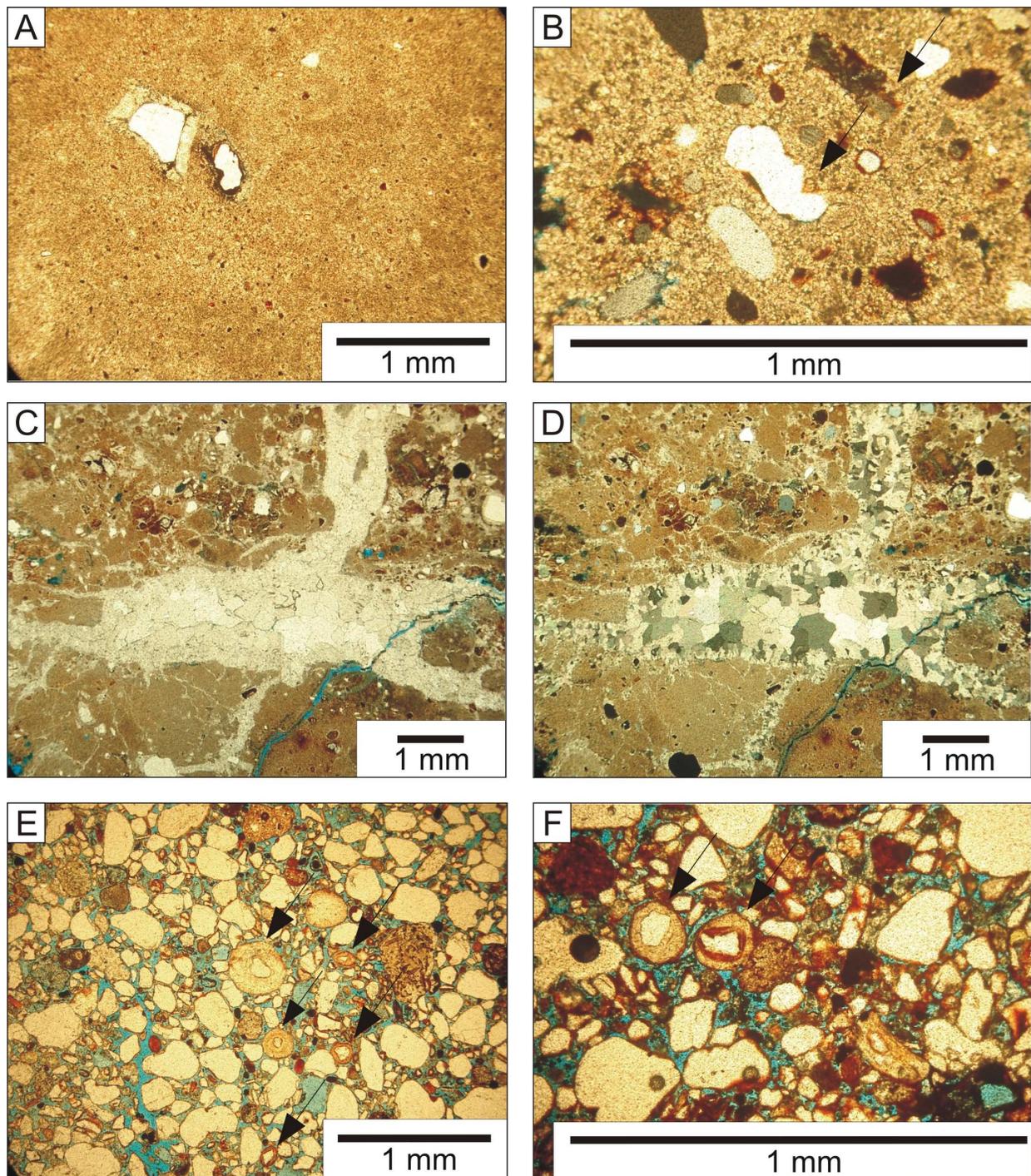


Figura 5.25 – Fotomicrografias de feições cristalinas e cutãs dos paleossolos da Formação Marília. A) Grãos do esqueleto ‘flutuantes’ em matriz de calcita microcristalina em horizonte Bk de *Aridisol*. B) Grãos de quartzo serrilhados com bordas corroídas e substituição parcial por calcita microcristalina em horizonte Bk de *Aridisol*. (C-D) Lâminas subhorizontais de calcita espática, com diferentes tamanhos e formas dos cristais, preenchendo a porosidade em horizonte Bkm de *Aridisol*. E) Calcãs e ferriargilãs em horizonte Btk de *Aridisol*. F) Lâminas de calcãs e ferriargilãs intercaladas indicando calcificação, decalcificação e recalcificação em horizonte Btk de *Aridisol*. (Fotos A, C, E, F, polarizadores descruzados. B, D, polarizadores cruzados).

5.3.2.2 Interpretação dos pedotipos

Aridisols

Aridisols são solos típicos de regiões semi-áridas e áridas, caracterizadas por índices de precipitação anuais inferiores a 500 mm (Nettleton e Peterson, 1983).

A disponibilidade hídrica limitada, onde a evapotranspiração freqüentemente excede as precipitações, conduz ao retardo dos processos de alteração química dos solos e favorece a ocorrência de horizontes subsuperficiais com acumulações de minerais secundários e sais solúveis em profundidades menores que 1 m. Carbonato de cálcio (horizontes cálcicos, Bk e petrocálcicos, Bkm), sulfato de cálcio (horizontes gipsíticos, By e petrogipsíticos, Bym), sulfato de bário e cloreto de sódio (horizontes sálicos, Bz) são os sais solúveis mais comuns em solos e paleossolos de regiões áridas.

Os *Aridisols* que apresentam horizontes enriquecidos em carbonato de cálcio podem ser classificados como *Calcisols* (Mack et al., 1993) ou calcretes pedogênicos (Esteban e Klappa, 1983).

Ainda são poucos os estudos de detalhe sobre os calcretes pedogênicos da Formação Marília, onde se destacam os trabalhos de Suguio (1973) e Suguio e Barcelos (1983). Outros autores como Fernandes (1998), Manzini (1999), Goldberg e Garcia (2000) e Dias-Brito et al. (2001), apenas relataram a ocorrência desses perfis na sucessão sedimentar, sem estudá-los em detalhe.

Os calcretes pedogênicos são formados por horizontes bem diferenciados de acumulações de CaCO_3 , em escalas macro e microscópica. Perfis complexos exibem horizontes similares que ocorrem a profundidades diferentes no mesmo perfil de calcrete (Esteban e Klappa, 1983) indicando diferentes fases de evolução genética responsáveis à formação de perfis dos tipos *polygenetic* ou *composite* (Morrison, 1967). Ao contrário dos perfis *compound* (Duchaufour, 1982) ou *multistorey* (Morrison, 1967), que apresentam seqüência incompleta de horizontes, devido a diferentes fases de erosão e deposição que se intercalaram à pedogênese (Alonso-Zarza et al., 1998).

Perfis de calcrete não são exclusivos da pedogênese e, podem ocorrer associados à atividade de águas subterrâneas (*groundwater calcretes*) (Arakel, 1986). Com base no reconhecimento de feições diagnósticas como perfis pouco espessos organizados em horizontes,

estruturas pedogênicas (nodular, laminar, prismática e blocos), rizólitos, ausência de feições de redução de ferro disseminadas, como mosqueamento proeminente (Pimentel et al., 1996), foi excluída a possibilidade de que os perfis observados neste trabalho possam ser diagenéticos. Microfeições referidas aos *Alpha* calcretes (Wright, 1990) como cristalárias, nódulos, preenchimentos, grãos do arcabouço ‘flutuantes’, estruturas plásmicas cristalíticas, hipocutãs, franjas de calcita espática e feições de crescimento expansivo (*displacive*) e, outras ligadas à origem biogênica dos *Beta* calcretes como tubos de raízes e escavações animais corroboram a origem pedogênica dos perfis estudados.

A progressiva acumulação de CaCO_3 nos perfis pedogenéticos é indicada por diferentes estágios morfológicos (Gile et al., 1966) que variam de acordo com o tempo de evolução dos perfis e do tipo de material de origem (Figura 5.26).

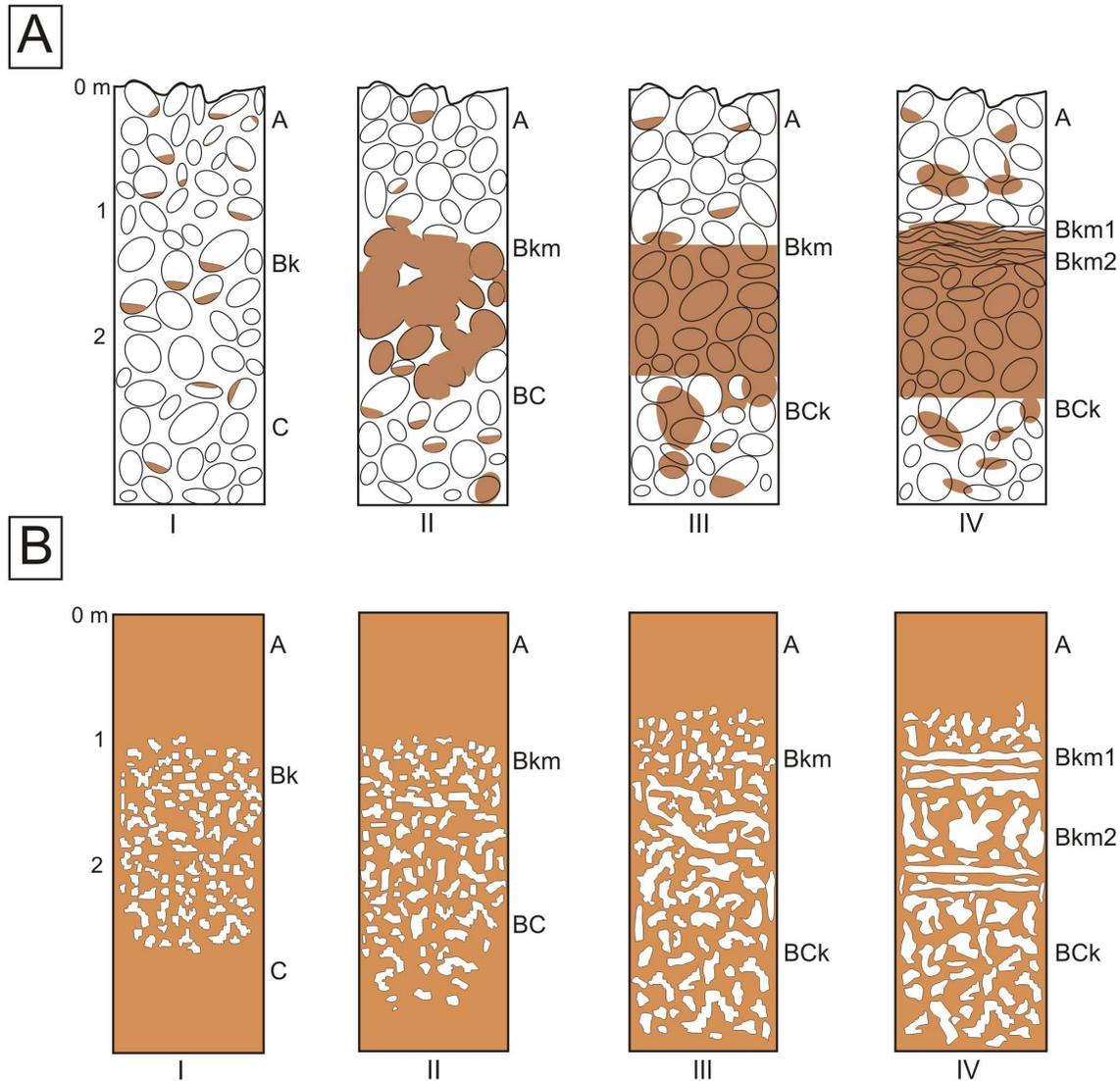


Figura 5.26 - Modelo de acumulação de carbonato de cálcio em solos. A) Solos com textura grossa (cascalho e areia grossa). B) Solos com textura fina (argila, silte e areia fina a média) (modificado de Gile et al., 1966).

Nos perfis estudados, foram observados horizontes de calcrete representativos dos quatro estágios morfológicos característicos de solos com texturas finas (Figura 5.27). O primeiro estágio evolutivo é marcado pelo aparecimento de acumulações incipientes de carbonato de cálcio, de aspecto pulverulento, como filamentos e revestimentos sobre as unidades estruturais e poucas impregnações em torno de raízes e grãos (Figura 5.27A). Com o tempo, o desenvolvimento dos solos conduz a uma maior concentração dos carbonatos por difusão e

translocação, culminando com a formação de nódulos pequenos e irregulares, que não ultrapassam 10% em volume dos horizontes (Figura 5.27B). Os revestimentos de carbonato em torno dos grãos também se tornam freqüentes.

O contínuo crescimento dos nódulos pode levar à formação de horizontes cimentados e endurecidos com nódulos coalescentes apresentando cimentação internodular por calcita espática (Figura 5.27C). A porosidade é praticamente tamponada por carbonatos que passam a ocupar em torno de 20 a 60% da matriz do solo e formam a chamada *K-fabric* de Gile et al. (1965).

Em solos muito evoluídos, o último estágio de evolução é atingido quando ocorre a formação de um horizonte endurecido com estrutura laminar que impede a passagem de água e raízes. O horizonte laminar pode apresentar estrutura pequena (0,2 cm) a muito grande (> 1,0 cm de espessura) (Figura 5.27D) e conteúdo em carbonato de cálcio maior que 60% em volume da matriz do solo. Esse horizonte é denominado de petrocálcico (km) (Soil Survey Staff, 2003).

Machette (1985) propôs a inclusão de dois estágios de evolução morfológica, estágios V e VI, presentes em solos e paleossolos poligenéticos muito evoluídos. A formação de horizontes com fragmentos angulares “brechosos” e pisolíticos de carbonato de cálcio, já observados por Suguio (1973) na Formação Marília, são evidentes nos estágios V e VI, em decorrência dos processos de fragmentação, crescimento expansivo e substituição dos grãos siliciclásticos por carbonatos (Goudie, 1983). Tal processo é comum em horizontes petrocálcicos e, indicam que as diferentes formas e morfologias nos perfis de calcrete podem ser produtos da ação de múltiplos ciclos climáticos superpostos (Alonso-Zarza et al., 1998).

Os paleossolos com baixo grau de evolução, como do estágio I, são formados em intervalos de tempo não superiores a 2.000 anos; enquanto os paleossolos nos estágios II e III necessitam de períodos maiores que 5.000 anos para se formarem (Nettleton e Peterson, 1983; Gile, 1994; Retallack, 1994). Perfis evoluídos, representativos do IV estágio sugerem intervalos maiores que > 11.000 anos. Os estágios V e VI apresentam diversas evidências de poligenia, com múltiplos episódios de recimentação e recristalizações, associados à paleossolos muito evoluídos, com tempo de formação provavelmente superior a 100.000 anos (Machette, 1985; Birkeland, 1999).

As idades de formação dos estágios evolutivos dos calcretes pedogênicos são relativas e baseadas em tempos de formação descritos em estudos com solos atuais (Gile et al., 1966; Machette, 1985). Em paleossolos, Wright (1982) e Buck e Mack (1995) descreveram perfis de

calcrete do Carbonífero inferior e Cretáceo superior, respectivamente, caracterizados por horizontes típicos dos estágios II e III. Enquanto Joeckel (1991) reconheceu *Aridisols* com horizontes petrocálcicos, representativos do IV estágio morfológico, na Formação Eskridge, do Permiano inferior de Nebraska (EUA). Portanto, o tempo de evolução dos perfis de calcrete pedogênico associados aos estágios morfológicos, pode ser aplicado também em estudos de paleossolos que possuam esses perfis.

A presença de horizontes subsuperficiais argílicos (Bt) com enriquecimento em argila iluvial em paleossolos típicos de condições climáticas semi-áridas a áridas é indicativa da ocorrência de períodos pluviais mais úmidos (Khormali et al., 2003). Episódios de precipitação intensa também podem contribuir para a gênese dos horizontes argílicos, pois lixiviam os carbonatos do perfil e minimizam os efeitos da flocculação das argilas, permitindo a iluviação. Eghbal e Southard (1993) atribuíram o desenvolvimento de horizontes argílicos em *Aridisols* a períodos pluviais mais úmidos, mesmo em superfícies geomórficas planas e estáveis.

O processo de decalcificação parece ter sido o fator determinante a evolução dos horizontes argílicos dos *Aridisols* da Formação Marília, evidenciado pelo baixo grau de cimentação e ausência de nódulos carbonáticos nesses horizontes.

Os horizontes Btk constituem uma situação intermediária entre os horizontes mais úmidos (Bt) e áridos (Bk). A presença de carbonatos em horizontes argílicos Btk é uma situação comum em solos desérticos (Nettleton e Peterson, 1983; Schaetzl e Anderson, 2005), comumente interpretada como indicativo de mudanças climáticas com períodos mais úmidos e mais secos, com conseqüente redução da lixiviação e progressivo aumento da calcificação. Revestimentos de argila superpostos aos de carbonato, recobertos por novas películas de carbonato indicam posterior recalcificação nos horizontes Btk, em decorrência de novos períodos mais secos.

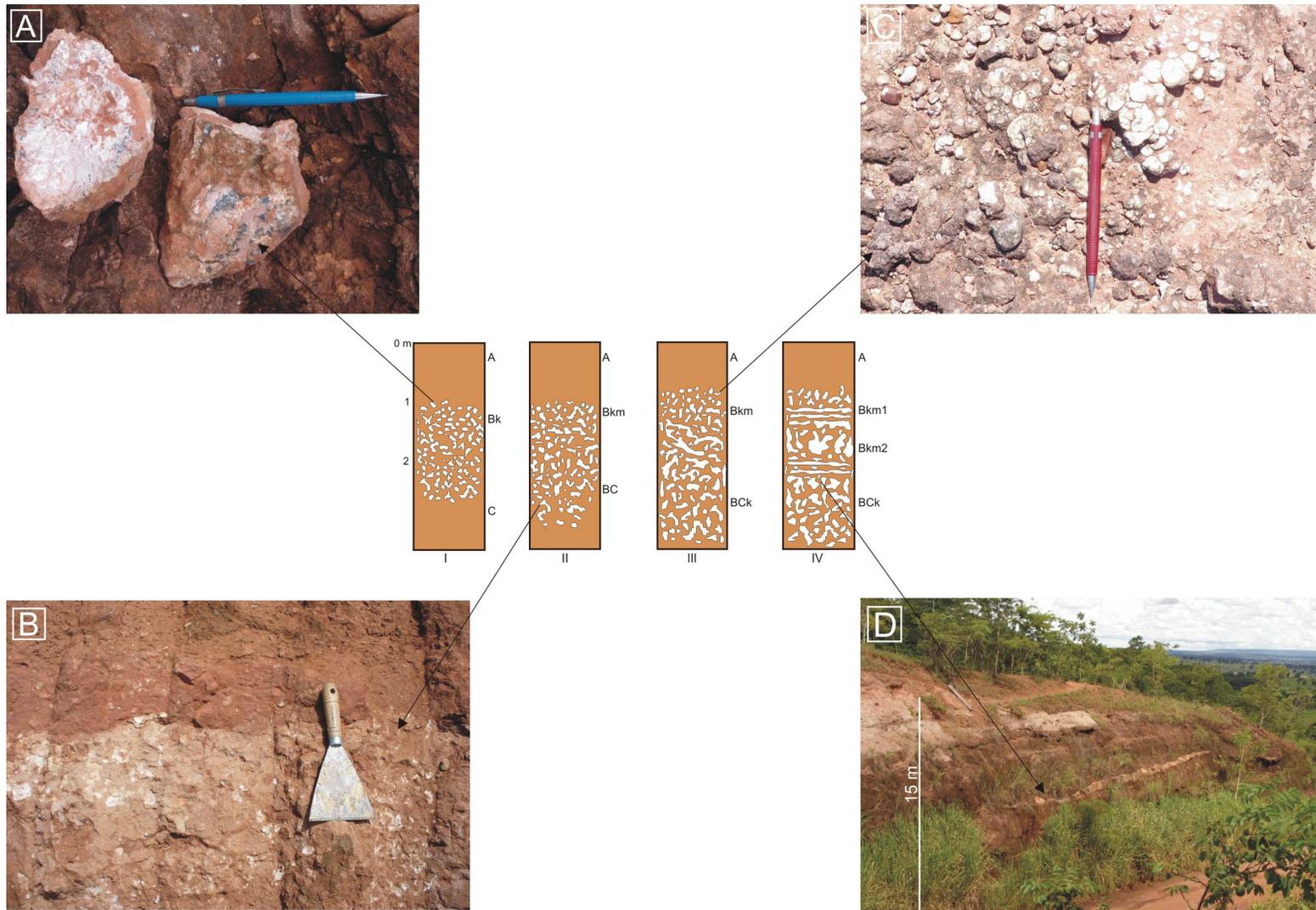


Figura 5.27 - Esquema evolutivo de acumulação de carbonato de cálcio em solos com texturas finas e horizontes de calcrete representativos da Formação Marília. A) Estágio I. B) Estágio II. C) Estágio III. D) Estágio IV. Escalas: Lapiseira com 14 cm de comprimento; Espátula com 13,5 cm de comprimento. (Foto A, afloramento 6; Foto B, afloramento 2; Foto C, afloramento 3; Foto D, afloramento 4 da figura 5.1).

Entisols

Os *Entisols* são caracterizados por baixo grau de evolução pedogênica, com epipedons comumente ócricos e ausência de horizontes B diagnósticos (Soil Survey Staff, 2003). Podem se desenvolver em qualquer material de origem, clima ou situação topográfica (Retallack, 1990). Representam o estágio inicial de alteração do material originário em solo, podendo evoluir para quaisquer outras ordens de solo, a depender do tempo, material de origem, posição topográfica e condições climáticas (Schaetzl e Anderson, 2005).

Na Formação Marília, devido ao incipiente desenvolvimento desses perfis, que não exibem horizontes ou estruturas pedogenéticas diagnósticas, é freqüente a confusão com a litofácies *Arenito maciço*, interpretada como produto de deposição de correntes trativas de alta energia com rápida deposição, que não teriam permitido a formação de estruturas sedimentares (Soares et al., 1980).

A ausência de horizontes B diagnósticos e estruturas pedogênicas são fatores que evidenciam o baixo grau de evolução dos perfis. Os horizontes A foram classificados como epipedons ócricos por serem delgados e não possuírem características diagnósticas de outros epipedons (Soil Survey Staff, 2003). Nesses horizontes, a atividade biológica, mesmo que de forma incipiente, obliterou as estruturas sedimentares primárias, que podem ser observadas nos horizontes C, que guardam muitas características similares ao material de origem como cor e textura.

O tempo e/ou as condições ambientais desfavoráveis (altas taxas de sedimentação e/ou erosão) foram os principais fatores que determinaram a formação dos *Entisols* na Formação Marília. A presença de nódulos e halos glebulares carbonáticos permite afirmar que a gênese desses paleossolos ocorreu concomitantemente aos *Aridisols*, representando perfis de *Aridisol* incipientes.

Vertisols

Os *Vertisols* formam perfis homogêneos, com distinção incipiente dos horizontes e transição interna irregular, caracterizados por possuírem conteúdo de argila maior que 30% na matriz do solo (Soil Survey Staff, 2003). São característicos de regiões com sazonalidade climática bem marcada, com alternância de estações úmidas e secas. Não são encontrados em climas extremamente áridos ou extremamente úmidos e, os índices anuais de precipitação variam,

em geral, de 180-1520 mm. Os perfis de *Vertisols* são considerados como um dos principais indicadores paleoambientais de sazonalidade climática (Retallack, 1990; Mack e James, 1994).

A presença de *Vertisols* na Formação Marília, foi relatada por Goldberg e Garcia (2000) na região de Prata (MG). Os autores relacionaram os *Vertisols* com a presença de gretas de dessecação profundas em sedimentos aluviais, formadas por contração das argilas expansivas.

A alternância entre períodos úmidos e secos tem grande influência na formação de grande parte das estruturas pedogênicas dos *Vertisols*. Devido ao alto conteúdo de argilas expansivas, principalmente do grupo das esmectitas, que possuem altos coeficientes de extensibilidade linear (COLE), esses perfis sofrem periodicamente modificações de volume. Durante os períodos secos sofrem contração do material pedológico, resultando em rachaduras profundas no perfil, que são posteriormente preenchidas por sedimentos ou materiais de horizontes superiores e incorporadas ao perfil durante os períodos úmidos, caracterizados por forte expansão das argilas e formação de uma série de feições diagnósticas dos *Vertisols*: rachaduras profundas no perfil; superfícies de fricção proeminentes; estruturas cuneiformes e paralelepípedicas e microrrelevo gilgai.

Os perfis mais profundos e desenvolvidos de *Vertisols* ocorrem próximos a canais fluviais, em áreas deprimidas que atuam como sítios de deposição de argilas erodidas de áreas adjacentes e permitem a acumulação temporária de água. Períodos longos de estagnação de água em sítios com alta disponibilidade de cálcio e sódio podem assistir à neoformação de esmectitas (Ahmad, 1983). O nível do lençol freático mais próximo à superfície nesses sítios assegura o constante umedecimento do perfil, acentuando a sazonalidade local em climas áridos (Ahmad, 1983), que também seriam responsáveis pelo desenvolvimento de mosqueamento em zonas de depleção de ferro.

De acordo com Mack e James (1992) e Mack et al. (1993), a classificação de um paleossolo como *Vertisol* é baseada no reconhecimento de feições morfológicas. A presença de argilas expansivas, que é um dos requisitos indispensáveis à classificação de um *Vertisol* atual, não é condição necessária à identificação de um horizonte vértico em paleossolo, pois as argilas expansivas frequentemente se transformam em outros argilominerais durante a diagênese (Curtis, 1985; Catt, 1990). Portanto, o reconhecimento de um *paleo-Vertisol* é baseado na identificação de uma ou mais das seguintes feições morfológicas: rachaduras de dessecação, pedos cuneiformes ou paralelepípedicos, microrrelevo gilgai, diques clásticos e superfícies de fricção.

As feições diagnósticas mais proeminentes nos *Vertisols* da Formação Marília são as superfícies de fricção (Figura 5.23A, C, D) e os pedis cuneiformes, que são feições exclusivas de *Vertisols* (Schaetzl e Anderson, 2005), sobressalentes nos horizontes B; designados de Bss.

Vertisols similares, com horizontes Bss caracterizados por possuírem freqüentes nódulos carbonáticos em até 20% em volume da matriz, foram descritos por Khadkikar et al. (1998) em depósitos aluviais de climas semi-áridos do oeste da Índia e denominados de *calcic Vertisols* (Vanstone, 1991) ou *vertic Calcisols* (Gustavson, 1991).

6. INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL DOS SEDIMENTOS E PALEOSSOLOS

A sucessão sedimentar da Formação Marília na porção noroeste da Bacia Bauru é formada por depósitos eólicos, fluviais e paleossolos, distribuídos em média de 26, 9 e 65%, respectivamente, nas seções estratigráficas medidas.

Três litofácies foram reconhecidas: *Arenito com laminação plano-paralela*, produzida por atividade eólica e *Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava* e *Arenitos conglomeráticos*, produzidas por fluxos hidráulicos.

Os paleossolos foram classificados de acordo com *US Soil Taxonomy* (Keys to Soil Taxonomy, 2003) em três ordens, que refletem os três principais fatores de formação dos solos (Jenny, 1941): *Aridisol* associado ao clima; *Entisol* ao tempo e *Vertisol* a topografia.

A transição vertical entre os paleossolos e os depósitos é abrupta, atestada pela frequente ausência de horizontes A nos paleossolos (Figura 6.1).

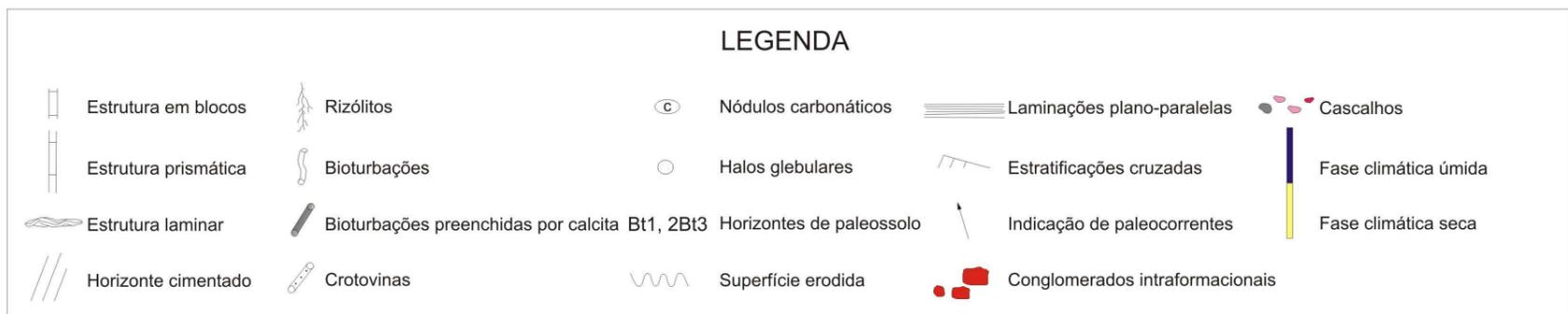
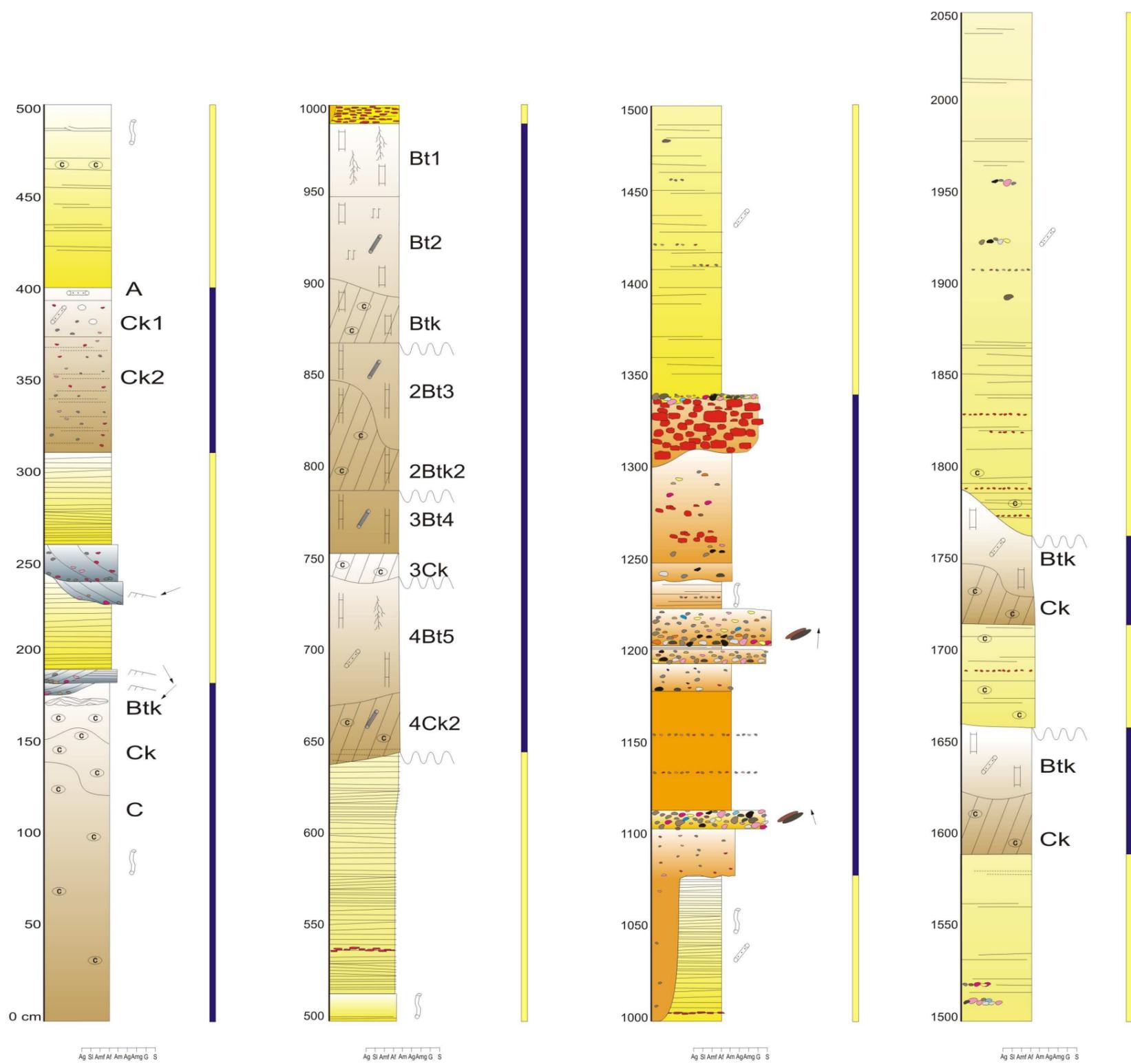


Figura 6.1 – Coluna estratigráfica representativa da área de estudos, mostrando as relações de contato entre os paleossolos e sedimentos. (Afloramento 7 da figura 5.1).

As superfícies erodidas que separam os depósitos eólicos dos *Aridisols* e *Entisols* possuem formas planas subhorizontais geradas pela deflação eólica. Em alguns casos, as superfícies de deflação eólica podem assumir formas onduladas, devido à presença de horizontes subsuperficiais Bk endurecidos, que atuaram como superfícies cimentantes e não permitiram a completa decapitação dos *Aridisols*. As superfícies erodidas com base côncava que cortam de forma indiscriminada o topo dos perfis de *Aridisols*, *Entisols* e *Vertisols*, ocorrem associadas aos depósitos da litofácies *Arenitos conglomeráticos* e, têm origem na escavação produzida por ação dos fluxos hidráulicos.

Perfis de paleossolo *compound* ou *multistorey*, que não possuem evidências de poligenia, também são separados por superfícies erodidas planas subhorizontais ou levemente inclinadas com mais de 150 m de continuidade lateral (máxima extensão dos afloramentos). Possivelmente, o curto espaço de tempo de evolução e/ou condições ambientais desfavoráveis, não possibilitaram uma maior evolução pedogênica que poderia conduzir a obliteração da superfície erodida e ao desenvolvimento de perfis *polygenetic* ou *composite*.

Felix-Henningsen et al. (2003) descreveram perfis de calcrete pedogenético truncados por superfícies de deflação eólica, semelhantes aos da Formação Marília, no oeste sul-africano e atribuíram sua ação a períodos mais secos de ciclos paleoclimáticos, com conseqüente sedimentação eólica.

Gustavson e Holliday (1999) já haviam descrito tais superfícies de deflação nos altiplanos do Texas e Novo México (EUA). Segundo os autores, os episódios de sedimentação e desenvolvimento de solos se alternam temporalmente em resposta às variações na disponibilidade hídrica e cobertura vegetal. Episódios de sedimentação eólica teriam sido ativos durante os períodos mais secos de ciclos paleoclimáticos, enquanto as fases de desenvolvimento dos solos estiveram restritas aos períodos com maior umidade disponível. A redução da cobertura vegetal seria a causa de exposição das superfícies à ação dos ventos, capazes de remobilizar e transportar os clastos durante os períodos mais quentes e secos e, conduzir a formação de superfícies de deflação cobertas por sedimentação eólica. Durante os períodos mais frios e úmidos, o aumento da cobertura vegetal tornaria a superfície novamente estável, com conseqüente redução da deflação eólica e favorecimento do desenvolvimento dos solos.

Tchakerian (1991) e Lancaster e Tchakerian (1996) apresentaram um modelo de evolução semelhante para o deserto de Mojave, no oeste norte-americano, onde os episódios de formação

dos solos representariam períodos mais úmidos caracterizados por estabilidade geomórfica e ausência de sedimentação eólica. Esses períodos, com milhares de anos de duração, representam pausas nos processos de sedimentação e erosão, formando superfícies estratigráficas de caráter regional. Kraus e Bown (1986) definiram esses períodos de estase, marcados pela ausência de deposição e erosão, com predominância da pedogênese.

Na área de estudos, a litofácies *Arenito com laminação plano-paralela* representa a fase de sedimentação eólica, que cobriu uma superfície de aproximadamente 15.000 km², demonstrando grande amplitude geográfica desse processo deposicional. Portanto, tanto a deposição eólica como a formação dos solos ocupou superfícies de mesma ordem de grandeza, impossibilitando a contemporaneidade dos depósitos com o desenvolvimento dos solos.

Os tempos envolvidos na formação dos depósitos de marcas onduladas eólicas e *Aridisols* também diferem em ordem de grandeza de cerca de 10⁵ vezes. Em questão de horas podem ser formados depósitos arenosos espessos com marcas onduladas eólicas (Hunter, 1977), diferentemente dos *Aridisols* caracterizados por horizontes Bk bem desenvolvidos, que necessitam ao mínimo 5.000 anos a sua formação (Nettleton e Peterson, 1983; Gile, 1994; Retallack, 1994).

O modelo de construção de corpos geológicos para a Formação Marília na porção noroeste da Bacia Bauru envolve duas fases temporais distintas: fase de deposição eólica, caracterizada por depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas e fase de pedogênese, caracterizada por *Aridisols* (Figura 6.2). Ambas as fases se alternaram temporalmente, registrando períodos de formação de diferentes ordens de grandeza, de mais de 10⁵ vezes.

Os perfis de *Entisols* representam situação intermediária entre as fases de sedimentação e formação dos solos. Os perfis exibem “fantasmas” de estruturas sedimentares primárias nos horizontes C, que atestam baixo grau de evolução pedogênica (Retallack, 1990). Foram considerados predecessores dos *Aridisols*, pois mostram características semelhantes a essa ordem de solo, como nódulos e halos glebulares de carbonato de cálcio.

Os *Vertisols* ocorrem sotopostos aos depósitos da litofácies *Arenitos conglomeráticos*. Provavelmente se formaram em porções mais deprimidas da topografia, próximas a canais fluviais efêmeros, onde o nível freático mais próximo à superfície garantiu o constante umedecimento do perfil, que possibilitou o contínuo retrabalhamento do material pedológico por

expansão e contração das argilas expansivas, contribuindo também o soterramento do perfil durante períodos de transbordamento dos canais.

Transições laterais entre paleossolos e depósitos das litofácies *Arenito com laminação plano-paralela* e *Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava* nunca foram observadas. Admite-se que a ausência de tais transições ocorra em razão dessas litofácies constituírem o material de origem dos paleossolos e, segundo por ocuparem superfícies estratigráficas de mesma ordem de grandeza, no caso da primeira litofácies.

Não foi possível verificar a natureza da transição entre os paleossolos e a litofácies *Arenitos conglomeráticos*, exceto com perfis de *Vertisols*, pois os depósitos cortam de forma indiscriminada o topo dos perfis e nunca formam o material de origem dos paleossolos.

A compreensão das relações laterais entre os depósitos eólicos e fluviais requer estudos mais aprofundados. A identificação da origem dos sedimentos que formaram os depósitos eólicos é incerta, assim como a capacidade dos rios em armazenar os sedimentos e a capacidade dos ventos em remover e transportar as areias que serviram à construção dos lençóis de areia.

O fornecimento dos sedimentos ocorreu provavelmente durante os períodos mais úmidos, permanecendo confinados em canais fluviais efêmeros e pequenos corpos marginais (depósitos de inundação), em razão da limitada disponibilidade e baixa capacidade de transporte pelo vento. Ao mesmo tempo em que aumentavam as taxas de suprimento de sedimentos nos períodos mais úmidos, diminuía a disponibilidade e a mobilidade desses sedimentos, em consequência do aumento dos índices de precipitação, que elevavam o nível médio do lençol freático e propiciavam o aumento da cobertura vegetal. Em períodos mais secos, o suprimento de sedimentos diminuía, porém os sedimentos retidos nos canais efêmeros passam a sofrer mobilização e transporte pelo vento. Nesses períodos de deflação eólica, os horizontes superficiais decapitados dos solos, também forneceram material ao transporte eólico.

A frequência dos eventos de deposição eólica pode estar associada diretamente aos depósitos dos canais efêmeros e depósitos de inundação. Corpos lacustres ou de *sabkha* - que poderiam atuar como níveis de base locais ou regionais – e, poderiam ter permitido a acumulação e o armazenamento de sedimentos, para a deflação e deposição eólica, não foram encontrados.

A falta de dados paleoclimáticos e cronológicos inviabiliza a quantificação das taxas de suprimento, disponibilidade e capacidade de transporte dos ventos que atuaram na construção dos lençóis de areia eólica da Formação Marília. A ampliação da área de estudos para porções mais a

norte, em direção à Província Alcalina do Sudoeste de Goiás (PAGO), assim como a comparação com análogos modernos, como os estudos realizados por Kocurek e Lancaster (1999) e Tchakerian e Lancaster (2002) no campo de dunas do deserto de Mojave (EUA), podem ser elementos auxiliares à identificação da área fonte de sedimentos e contribuir para a compreensão dos fatores que controlaram os episódios de deposição eólica.

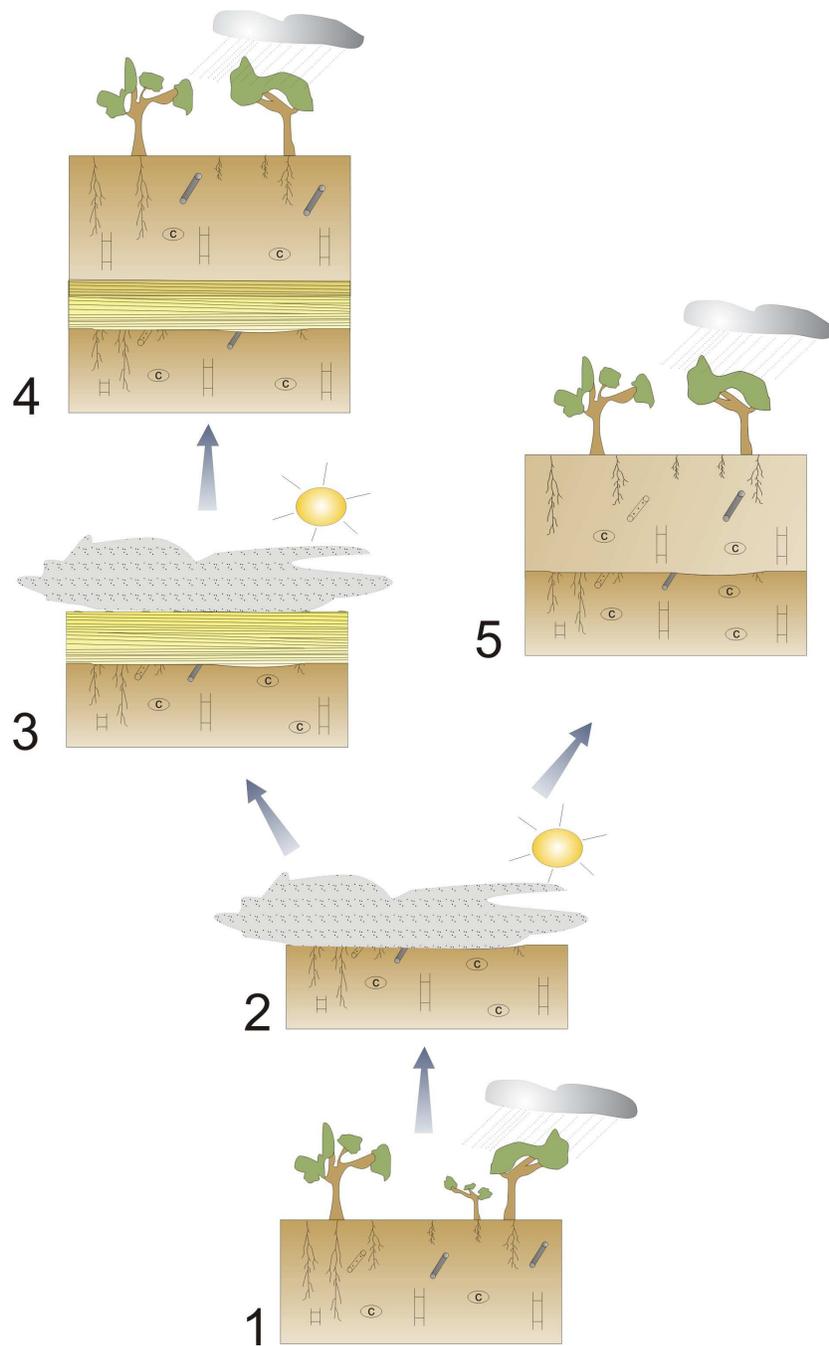


Figura 6.2 – Modelo de evolução da Formação Marília na porção noroeste da Bacia Bauru, baseado em ciclos paleoclimáticos. (1) Desenvolvimento de solos em condições de maior umidade. (2) Durante as fases mais secas, a redução da cobertura vegetal expõe a superfície à ação dos ventos, formando superfícies de deflação eólica e facilitando a mobilização de clastos que serão depositados em (3) sob a forma de depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas. (4) Restabelecimento da umidade atmosférica com novo período de formação de solos sobre os depósitos de marcas onduladas eólicas. (5) A intensa atividade pedogenética pode obliterar todo o registro sedimentar, restando apenas a superfície de deflação eólica atestando os períodos mais secos.

7. CONCLUSÕES

- A Formação Marília na porção noroeste da Bacia Bauru é caracterizada pela alternância cíclica temporal entre depósitos eólicos e *Aridisols*, separados por superfícies erodidas planas subhorizontais de deflação eólica.

- Diversas feições características de depósitos eólicos, principalmente a predominância de depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas, que apresentam estratificação cavalgante transladante subcrítica (*subcritically climbing translantent strata*) no registro sedimentar, conduziram à interpretação da área de estudos como um antigo sistema de lençóis de areia eólica (Kocurek e Nielson, 1986).

Fatores como o suprimento de areias de granulação grossa - observadas próximo aos depósitos de canais efêmeros e depósitos de inundação -, superfícies cimentadas, inundações periódicas e cobertura vegetal, inibiram a formação de dunas com faces de avalanche e permitiram a deposição das areias com marcas onduladas eólicas de baixo-ângulo.

- O clima foi o principal fator de controle na formação dos depósitos eólicos e *Aridisols*. Diversos episódios de sedimentação e desenvolvimento de solos podem ser reconhecidos nas rochas da Formação Marília. A disponibilidade de água condicionou a maior ou menor estabilização da superfície pela cobertura vegetal, que foi um fator determinante na formação dos depósitos ou solos.

- Embora não existam dados suficientes para determinar a duração dos episódios de sedimentação e pedogênese e tampouco para interpretar as causas e frequências das variações climáticas, o desenvolvimento dos horizontes Bk dos *Aridisols* indicam que ao menos 5.000 anos foram necessários à formação desses horizontes, portanto acredita-se que a frequência das variações climáticas tenha um ciclo de ordem superior a 5.000 anos (Machette, 1985; Gustavson e Holliday, 1999).

- A ausência de marcos cronoestratigráficos e datações absolutas nos depósitos e paleossolos, impossibilita a correlação entre diferentes áreas da Formação Marília e aumenta a complexidade quanto à definição dos diferentes ciclos paleoclimáticos que afetaram a construção dos corpos geológicos. As superfícies limitantes que separam os diferentes depósitos e depósitos dos paleossolos podem ser uma importante ferramenta para melhor compreender a complicada litoestratigrafia da Formação Marília na porção noroeste da Bacia Bauru.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ahmad, N. 1983. Vertisols. In: L.P. Wilding, N.E. Smeck, G.F. Hall (Eds.). *Pedogenesis and soil taxonomy: II. The soil orders*. Elsevier, Amsterdam, p. 91-123.
- Almeida, F.F.M. & Barbosa, O. 1953. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro. Departamento Nacional da Produção Mineral, Boletim da Divisão de Geologia de Minas, 143: 1-96.
- Alonso, P., Dorronsoro, C., Egido, J.A. 2004. Carbonation in palaeosols formed on terraces of the Tormes river basin (Salamanca, Spain). *Geoderma*, 118: 261-276.
- Alonso-Zarza, A.M. 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 60: 261-298.
- Alonso-Zarza, A.M., Silva, P., Goy, J.L., Zazo, C. 1998. Fan-surface dynamics and biogenic calcrete development: interactions these types of carbonates during ultimate phases of fan evolution in the semiarid SE Spain (Murcia). *Geomorphology*, 24: 147-167.
- Andreis, R.R. 1981. Identificación e Importancia Geológica de los Paleosuelos. Editora da UFRGS, Porto Alegre, 67 pp.
- Arakel, A.V. 1986. 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.
- Bagnold, R.A. 1941. *The physics of blow sand and desert dunes*. Methuen, London, 265 pp.
- Barcelos, J.H. 1984. 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, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 190 p.
- Barcelos, J.H. & Suguio, K. 1987. 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, p. 313-321.
- Basilici, G., Ladeira, F.S.B., Dal Bó, P.F.F. 2007. Aeolian/fluvial and paleosol climatic sequences in an ancient sand sheet: Marília Formation, Late Cretaceous of the Bauru Basin, Brazil. In: *International Association of Sedimentologists Meeting*, 25, Patras, Abstracts, p. 49.
- Basilici, G., Dal Bó, P.F.F., Ladeira, F.S.B. 2008. Sediment-palaeosol climate-induced cycles in a Late Cretaceous arid aeolian sand sheet: Marília Formation (NW Bauru Basin, Brazil). *Sedimentology* (in press).

- Batezelli, A. 1998. Redefinição litoestratigráfica da unidade Araçatuba e da sua extensão regional na Bacia Bauru no estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 110 p.
- Batezelli, A. 2003. Análise da sedimentação cretácea no triângulo mineiro e sua correlação com áreas adjacentes. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 183 p.
- Batezelli, A., Saad, A.R., Perinotto, J.A.J., Fúlfaro, V.J. 2006. Análise estratigráfica aplicada à porção norte e nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). *Revista Brasileira de Geociências*, 36: 253-268.
- Bathurst, R.G.C. 1971. Carbonate sediments and their diagenesis. Elsevier, Amsterdam. 620 pp.
- Birkeland, P.W. 1999. Soils and Geomorphology. 3.ed., Oxford University Press, New York, 430 pp.
- Bown, T.M. & Kraus, M.J. 1987. Integration of channel and floodplain suites: I. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 587-601.
- Bridge, J.S. 2006. Fluvial facies models: recent developments. In: H.W. Posamentier & R.G. Walker (Eds.). *Facies models revisited*. Society for Sedimentary Geology, Special Publication, 84: 85-171.
- Buck, B.J. & Mack, G.H. 1995. Latest Cretaceous (Maastrichtian) aridity indicated by paleosols in the McRae Formation, south-central New Mexico. *Cretaceous Research*, 16: 559-572.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T. 1985. Handbook for soil thin section description. Waine Research Publications, Wolverhampton, 152 pp.
- Castro, S.S. 2002. Micromorfologia de solos: bases para descrição de lâminas delgadas. Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 143 pp.
- Catt, J.A. 1987. Palaeosols. *Progress in Physical Geography*, 11(4): 487-507.
- Catt, J.A. 1990. Paleopedology manual. *Quaternary International*, 6: 1-95.
- Coimbra, A.M. 1991. Sistematização crítica da obra. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 54 p.
- Coimbra, A.M., Brandt Neto, M., Coutinho, J.M.V. 1981. Silicificação dos arenitos da Formação Bauru no estado de São Paulo. In: *A Formação Bauru no estado de São Paulo e regiões adjacentes*. Sociedade Brasileira de Geologia, p. 103-115.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha SE22 (Goiânia). Rio de Janeiro, CD-Rom.

- Curtis, C.D. 1985. Clay mineral precipitation and transformation during burial diagenesis. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, 315: 91-105.
- Dias-Brito, D., Musacchio, E.A., Castro, J.C., Maranhão, M.S., Suarez, J.M., Rodrigues, R. 2001. Grupo Bauru: uma unidade continental do Cretáceo no Brasil – concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos. *Revue de Paléobiologie*, 20(1): 245-304.
- Duchaufour, P. 1982. *Pedology: pedogenesis and classification*. George Allen & Unwin, London, 187 pp.
- Eghbal, M.K. & Southard, R.J. 1993. Micromorphological evidence of polygenesis of three Aridisols, western Mojave Desert, California. *Soil Science Society of America Journal*, 57: 1041-1050.
- Ernesto, M., Batezelli, A., Saad, A.R., Etchebehere, M.L.C., Fúlfaro, V.J. 2006. Início da sedimentação suprabasáltica na Bacia do Paraná: paleomagnetismo do Grupo Caiuá (oeste de São Paulo e noroeste do Paraná). In: *Simpósio do Cretáceo do Brasil, 6 e Simpósio do Terciário do Brasil, 1, Serra Negra. Boletim*, p. 48.
- Esteban, M. & Klappa, C.F. 1983. Subaerial exposure environments. In: P.A. Scholle, D.G. Bebout, C.H. Moore (Eds.). *Carbonate Depositional Environments*. American Association of Petroleum Geologists Memoir. Tulsa, Oklahoma, 33: 1-96.
- Etchebehere, M.L.C., Silva, R.B., Saad, A.R., Resende, A.C. 1993. Reavaliação do potencial do Grupo Bauru para evaporitos e salmouras continentais. *Geociências*, 12: 333-352.
- Felix-Henningsen, P., Kandel, A.W., Conard, N.J. 2003. The significance of calcretes and paleosols on ancient dunes of the western Cape, South Africa, as stratigraphic markers and paleo-environmental indicators. In: G. Füleky (Ed.). *Papers of the 1st International Conference on Archaeology and Soils*. p. 45-52.
- Fernandes, L.A. 1992. A cobertura cretácea suprabasáltica no estado do Paraná e pontal do paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 171 p.
- Fernandes, L.A. 1998. Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 216 p.
- Fernandes L.A. & Coimbra A.M. 1994. O Grupo Caiuá (Ks): revisão estratigráfica e contexto deposicional. *Revista Brasileira de Geociências*, 24(3): 164-176.
- Fernandes, L.A. & Coimbra, A.M. 1996. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68(2): 195-205.
- Fernandes, L.A. & Coimbra, A.M. 2000. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4): 717-728.

- Freitas, R.O. 1955. Sedimentação, estratigrafia e tectônica da Série Bauru. Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, 194(14): 1-185.
- Fryberger, S.G. & Schenk, C.J. 1988. Pinstripe lamination: a distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. *Sedimentary Geology*, 55: 1-15.
- Fúlfaro, V.J. 1974. Tectônica do alinhamento estrutural do paranapanema. Boletim IG-USP, 5: 129-138.
- Fúlfaro, V.J & Perinotto, J.A.J. 1996. A Bacia Bauru: estado da arte. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 4, Águas de São Pedro, Boletim, p. 297-303.
- Fúlfaro, V.J., Perinotto, J.A.J., Barcelos, J.H. 1994. A margem goiana do Grupo Bauru: implicações na litoestratigrafia e paleogeografia. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 3, Rio Claro, Boletim, p. 81-84.
- Fúlfaro, V.J., Etchebehere, M.L.C., Perinotto, J.A.J., Saad, A.R. 1999. Santo Anastácio: um Geossolo cretácico na Bacia Caiuá. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, 1, Serra Negra. Boletim, p. 125-130.
- Gile, L.H. 1994. Soils of an eolian analog of the leasburg surface, southern New Mexico. *Quaternary Research*, 41: 191-199.
- Gile, L.H., Peterson, F.F., Grossman, R.B. 1965. The K horizon: a master soil horizon of carbonate accumulation. *Soil Science*, 99: 74-82.
- Gile, L.H., Peterson, F.F., Grossman, R.B. 1966. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Science*, 101: 347-354.
- Goldberg, K. & Garcia, A.J.V. 2000. Palaeobiogeography of the Bauru Group, a dinosaur-bearing Cretaceous unit, northeastern Paraná Basin, Brazil. *Cretaceous Research*, 21: 241-254.
- Goudie, A.S. 1983. Calcretes. In: A.S. Goudie & K. Pye (Eds.). *Chemical sediments and geomorphology: precipitates and residua in the near-surface environment*. Academic Press, London, p. 93-131.
- Gustavson, T.C. 1991. Buried Vertisols in lacustrine facies of the Pliocene Fort Hancock Formation, Hueco Bolson, west Texas and Chihuahua, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 103: 448-460.
- Gustavson, T.C. & Holliday, V.T. 1999. Eolian sedimentation and soil development on semi-arid to subhumid grassland, Tertiary Ogallala and Quaternary Blackwater Draw Formations, Texas and New Mexico High Plains. *Journal of Sedimentary Research*, 69(3): 622-634.
- Hasui, Y. 1968. A Formação Uberaba. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 22, Belo Horizonte. *Anais*, p. 167-179.

- Hasui, Y. & Haralyi, N.L.E. 1991. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Paranaíba. *Geociências*, 10: 67-77.
- Heidari, A., Mahmoodi, Sh., Stoops, G., Mees, F. 2004. Micromorphological characteristics of Vertisols in Iran, including nonsmectitic soils. *Arid Land Research and Management*, 19(1): 29-46.
- Hunter, R.E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24: 361-387.
- IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. 1981. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, 1:500.000. Nota explicativa. São Paulo, 126 p.
- Jenny, H.J. 1941. *Factors of soil formation*. McGraw-Hill, New York, 281 pp.
- Joeckel, R.M. 1991. Paleosol stratigraphy of the Eskridge Formation; Early Permian pedogenesis and climate in southeastern Nebraska. *Journal of Sedimentary Research*, 61(2): 234-255.
- Khadkikar, A.S., Merh, S.S., Malik, J.N., Chamyal, L.S. 1998. Calcretes in semi-arid alluvial systems: formative pathways and sinks. *Sedimentary Geology*, 116: 251-260.
- Khormali, F., Abtahi, A., Mahmoodi, S., Stoops, G. 2003. Argillic horizon development in calcareous soils of arid and semiarid regions of southern Iran. *Catena*, 53: 273-301.
- Klappa, C.F. 1980. Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27: 613-629.
- Kleber, A. 2000. Compound soil horizons with mixed calcic and argillic properties – examples from the northern Great Basin, USA. *Catena* 41: 111-131.
- Kocurek, G. & Lancaster, N. 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology*, 46: 505-515.
- Kocurek, G. & Nielson, J. 1986. Conditions favourable to the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology*, 33: 795-816.
- Koeppen, W. 1948. *Climatologia: con un estudio de los climas de la tierra*. Fondo de Cultura Economica, Pánuco, 478 pp.
- Kraus, M.J. 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-ScienceReviews*, 47: 41-70.
- Kraus, M.J. & Bown, T.M. 1986. Paleosols and time resolution in alluvial stratigraphy. In: V.P. Wright (Ed.). *Paleosols: their recognition and interpretation*. Blackwell, Oxford. p. 180-207.

- Kraus, M.J. & Hasiotis, S.T. 2006. 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.
- Lancaster, N. 1993. Origins and sedimentary features of supersurfaces in the northwestern Gran Desierto sand sea. In: K. Pye & N. Lancaster (Eds.). *Aeolian sedimentation, ancient and modern*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 16: 71-83.
- Lancaster, N. & Tchakerian, V.P. 1996. Geomorphology and sediments of sand ramps in the Mojave Desert. *Geomorphology*, 17: 151-166.
- Lemos, R.C. & Santos, R.D. 1984. *Manual de descrição e coleta de solo no campo*. 3.ed. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Campinas, 84 pp.
- Loope, D.B. 1988. Rhizoliths in ancient aeolianites. *Sedimentary Geology*, 56: 301-314.
- Machette, M.N. 1985. Calcic soils of the southwestern United States. In: D.L. Weide (Ed.). *Soils and Quaternary geology of the southwestern United States*. Geological Society of America, Special Paper, 203: 1-21.
- Mack, G.H. & James, W.C. 1992. *Paleosols for sedimentologists*. Geological Society of America, Short Course Notes, 127 pp.
- Mack, G.H. & James, W.C. 1994. Paleoclimate and the global distribution of paleosols. *The Journal of Geology*, 102: 360-366.
- Mack, G.H., James, W.C., Monger, H.C. 1993. Classification of paleosols. *Geological Society of America Bulletin*, 105: 129-136.
- Manzini, F.F. 1999. *Redefinição da Formação Marília em seu local tipo: estratigrafia, ambiente de sedimentação e paleogeografia*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 119 p.
- McFadden, L.D., McDonald, E.V., Wells, S.G., Anderson, K., Quade, J., Forman, S.L. 1998. The vesicular layer and carbonate collars of desert soils and pavements: formation, age and relation to climate change. *Geomorphology*, 24: 101-145.
- Monger, H.C., Daugherty, L.A., Gile, L.H. 1991. A microscopic examination of pedogenic calcite in an Aridisol of southern New Mexico. *Soil Science Society of America, Special Publication*, 26: 37-60.
- Morrison, R.B. 1967. Principles of Quaternary soil stratigraphy. *Proceedings of the 7th Congress of the International Union for Quaternary Research*, 9: 1-69.
- Mountney, N.P. 2006. Aeolian facies model. In: H.W. Posamentier & R.G. Walker (Eds.). *Facies models revisited*. Society for Sedimentary Geology, Special Publication, 84: 19-83.

- Nettleton, W.D. & Peterson, F.F. 1983. Aridisols. In: L.P. Wilding, N.E. Smeckand, G.F. Hall (Eds.). *Pedogenesis and Soil Taxonomy: II. The Soil Orders*. Elsevier, Amsterdam, p. 165-215.
- Oberlander, T.M. 1994. Global deserts: a geomorphic comparison. In: A.D. Abrahams & A.J. Parsons (Eds.). *Geomorphology of desert environments*. Chapman & Hall, London, p. 3-13.
- Oberlander, T.M. 1994. Rock varnish in deserts. In: A.D. Abrahams & A.J. Parsons (Eds.). *Geomorphology of desert environments*. Chapman & Hall, London, p. 106-119.
- Ollier, C. & Pain, C. 1996. *Regolith, soils and landforms*. John Wiley & Sons, Chichester, 316 pp.
- Pal, D.K., Balpande, S.S., Srivastava, P. 2001. Polygenetic Vertisols of the Purna Valley of Central India. *Catena*, 43: 231-249.
- Paula e Silva, F. 2003. *Geologia de subsuperfície e hidroestratigrafia do Grupo Bauru no estado de São Paulo*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 166 p.
- Pimentel, N.L., Wright, V.P., Azevedo, T.M. 1996. Distinguishing early groundwater alteration effects from pedogenesis in ancient alluvial basins: examples from the Palaeogene of southern Portugal. *Sedimentary Geology*, 105: 1-10.
- Reheis, M.C. 1987. Climatic implications of alternating clay and carbonate formation in semiarid soils of south-central Montana. *Quaternary Research*, 27: 270-282.
- Retallack, G.J. 1990. *Soils of the past: an introduction to paleopedology*. Unwin Hyman, London, 520 pp.
- Retallack, G.J. 1994. The environmental factor approach to the interpretation of paleosols. In: R. Amundson, J. Harden, M. Singer (Eds.). *Factors of soil formation: a fiftieth anniversary retrospective*. Soil Science Society of America, Special Publication, 33: 31-64.
- Retallack, G.J. 1997. *A colour guide to paleosols*. John Wiley & Sons, Chichester, 175 pp.
- Ribeiro, D.T.P. 2000. Caracterização dos silcretes do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru na região do Triângulo Mineiro. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4): 663-664.
- Riccomini, C. 1995. Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondwânicos da porção centro-oriental do estado de São Paulo e áreas vizinhas. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 100 p.
- Riccomini, C. 1997. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 27(2): 153-162.

- Sallun, A.E.M., Suguio, K., Stevaux, J.C. 2007. Proposição formal do Alogrupo Alto Rio Paraná (SP, PR e MS). *Geologia USP, Série Científica*, 7(2): 49-70.
- Santucci, R.M. & Bertini, R.J. 2001. Distribuição paleogeográfica e biocronológica dos Titanossauros (Saurischia, Sauropoda) do Grupo Bauru, Cretáceo Superior do sudeste brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(3): 307-314.
- Schaetzl, R.J. & Anderson, S.N. 2005. *Soils: genesis and geomorphology*. University Press, Cambridge, 832 pp.
- Soares, P.C., Landim, P.M.B., Fúlfaro, V.J., Sobreiro Neto, A.F. 1980. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no estado de São Paulo: Grupo Bauru. *Revista Brasileira de Geociências*, 10: 177-185.
- Soil Survey Staff. 2003. *Keys to soil taxonomy*. 9.ed. US Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service. Washington, DC. 332 pp.
- Suguio, K. 1973. Formação Bauru: calcários e sedimentos detríticos associados. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 2v.
- Suguio, K. & Barcelos, J.H. 1983. Calcretes of the Bauru Group (Cretaceous), Brazil: petrology and geological significance. *Boletim IG-USP*, 14: 31-47.
- Tamrat, E., Ernesto, M., Fúlfaro, V.J., Saad, A.R., Batezelli, A., Oliveira, A.F. 2002. Magnetoestratigrafia das formações Uberaba e Marília (Grupo Bauru) no triângulo mineiro (MG). In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 6 e Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, 2, São Pedro. *Boletim*, p. 323-327.
- Tandon, S.K. & Friend, P.F. 1989. Near-surface shrinkage and carbonate replacement processes, Arran Cornstone Formation, Scotland. *Sedimentology*, 36: 1113-1126.
- Tchakerian, V.P. 1991. Late Quaternary aeolian geomorphology of the Dale Lake sand sheet, southern Mojave Desert, California. *Physical Geography*, 12(4): 347-369.
- Tchakerian, V.P. & Lancaster, N. 2002. Late Quaternary arid/humid cycles in the Mojave Desert and western Great Basin of North America. *Quaternary Science Reviews*, 21: 799-810.
- Vanstone, S.D. 1991. Early Carboniferous (Mississippian) paleosols from southwest Britain: influence of climatic change on soil development. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61(4): 445-457.
- Walker, R.G. 2006. Facies models revisited: introduction. In: H.W. Posamentier & R.G. Walker (Eds.). *Facies models revisited*. Society for Sedimentary Geology, Special Publication, 84: 1-19.
- Watts, N.L. 1980. Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. *Sedimentology*, 27: 661-686.

- Wright, V.P. 1982. Calcrete palaeosols from the Lower Carboniferous Llanelly Formation, south Wales: *Sedimentary Geology*, 33: 1-33.
- Wright, V.P. 1990. 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, p. 401-407.
- Wright, V.P. & Tucker, M.E. 1991. Calcretes: an introduction. In: V.P. Wright & M.E. Tucker (Eds.). *Calcretes*. Blackwell, Oxford, p. 1-22.
- Zaine, J.E., Barbour, Jr.E., Negreiros, J.H., Rodrigues, M.E., Barreto, M.L.K., Etchebehere, M.L.C., Oliveira, M.S., Luz, O.T., Antonini, S.A., Muzardo, V.A. 1980. *Geologia do Bloco 38 e 44: Região de Araçatuba, Tupã e Marília*. Relatório PAULIPETRO, São Paulo, 50 p.