

Interpretação paleoambiental dos calcretes da Formação Marília na região de Uberaba (MG)

Paleoenvironmental interpretation of calcretes of the Marília Formation in the Uberaba region (MG)

Lorena da Fonseca Sampaio¹, Patrick Führ Dal' Bó¹, Giorgio Basilici², Thiago da Silva Marinho³

¹Laboratório de Geologia Sedimentar, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, Avenida Athos da Silveira Ramos, 274 – Cidade Universitária, Ilha do Fundão, CEP 21941-916, Rio de Janeiro, RJ, BR (lorenafsampaio1@gmail.com; patrickdalbo@geologia.ufrj.br)

²Departamento de Geologia e Recursos Naturais, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP, Campinas, SP, BR (basilici@ige.unicamp.br)

³Departamento de Ciências Biológicas, Universidade Federal do Triângulo Mineiro - UFTM, Uberaba, MG, BR (tsmarinho@gmail.com)

Recebido em 2 de maio de 2016; aceito em 31 de março de 2017

Resumo

Calcretes são acumulações secundárias de carbonato de cálcio continentais formadas próximo à superfície como resultado de processos pedogênicos e diagenéticos, produzindo grande variedade de morfologias e texturas. Na Formação Marília (Cretáceo Superior da Bacia Bauru) na região de Uberaba (MG), os calcretes têm sido estudados por seu significado paleoclimático e paleoambiental. Contudo, sua origem e relações entre processos de sedimentação, pedogênese e eodiagênese carecem de estudos detalhados. Em campo, foram distintas quatro morfologias de calcretes no Membro Ponte Alta (nodular, brechoso, venular e maciço) e três no Membro Serra da Galga (nodular, laminar e *hardpan*). Os calcretes do Membro Ponte Alta são formados por processos palustres e/ou diagenéticos freáticos, marcados pela presença de micrita com feições de exposição subaérea, ostracodes, bivalvíos e carófitas, e por intensa cimentação espática e neomorfismo. No Membro Serra da Galga, calcretes nodulares e laminares são caracterizados por associação de microfeições pedogênicas e biogênicas, tais como tramas cristalíticas, rizotúbulos, *Microcodium* e esferulitos, embora cimentação por calcita espática diagenética ocorra pontualmente. Os calcretes tipo *hardpan* ocorrem no topo de perfis de paleossolos e possuem origem poligenética, com sobreposição de feições palustres e diagenéticas. Na Formação Marília, a formação de calcretes está relacionada à emergência ou ao rebaixamento de águas subterrâneas sobressaturadas em carbonato de cálcio em sedimentos ou perfis de solo. A predominância de feições diagenéticas freáticas e palustres no Membro Ponte Alta sugere condições climáticas semiáridas com períodos de maior pluviosidade e/ou aumento das taxas de subsidência durante sua deposição.

Palavras-chave: Carbonatos Continentais; Pedogênese; Diagênese; Neocretáceo do Brasil.

Abstract

Calcretes are continental secondary calcium carbonate accumulation that occur near topographic surface and result from pedogenic or diagenetic processes. Calcretes in the Marília Formation (Upper Cretaceous of the Bauru Basin) near the Uberaba region, Minas Gerais State, have been extensively studied from paleoclimatic and paleoenvironmental point of view. However, their origin and relationship between sedimentary, pedogenic and eodiagenetic processes have never been studied in detail. In the field, four calcrete morphologies were recognized in the Ponte Alta Member and three in the Serra da Galga Member, namely nodular, brecciated, venular, and massive, and nodular, laminar, and *hardpan*, respectively. The Ponte Alta calcretes are composed of ostracods, bivalves, carophytes, and extensive sparry calcite cementation and aggrading neomorphism indicating the occurrence of palustrine and phreatic processes. The Serra da Galga calcretes are formed by pedogenic and biogenic features in the nodular and laminar calcretes such as rhizoliths, *Microcodium*, and spherulites, and by superimposition of palustrine and diagenetic features in the *hardpan* type. The Marília Formation calcretes are associated with emergence and drop of the water table enriched in calcium carbonate into sediments and soil profiles. The predominance of palustrine and diagenetic features in the Ponte Alta Member suggests semiarid climatic conditions with periods of high precipitation or the increase in the subsidence rates during its deposition.

Keywords: Continental Carbonates; Pedogenesis; Diagenesis; Late Cretaceous of Brazil.

INTRODUÇÃO

Calcretes são acumulações secundárias de carbonato de cálcio de origem continental que resultam da introdução, substituição e cimentação de perfis de solo, rochas e sedimentos por carbonato de cálcio (Wright e Tucker, 1991). Eles ocorrem em zonas climáticas áridas a semiáridas, onde a evapotranspiração excede a precipitação em todos, ou na maioria, dos meses (Mack e James, 1994).

Horizontes de calcretes são recorrentes no registro estratigráfico e representam produtos diretos de interações entre clima, taxa de sedimentação, estabilidade geomórfica, hidrologia e tectônica, funcionando como sistemas naturais abertos e representando, assim, importante fonte de dados paleoambientais (Alonso-Zarza, 2003). Sua gênese está relacionada ao desenvolvimento de horizontes pedogênicos cálcicos na zona vadosa ou a flutuações do lençol freático nas zonas vadosa e freática de depósitos sedimentares (Wright e Tucker, 1991).

A sobreposição de processos pedogênicos, sedimentares e diagenéticos é recorrente em calcretes, e produz amplo espectro de estruturas e morfologias que dificultam o reconhecimento e distinção dos processos genéticos envolvidos em sua formação. Estudos detalhados têm sido realizados com o objetivo de distinguir os processos envolvidos na formação dos calcretes; esses estudos são baseados, principalmente, em aspectos morfológicos tais como: espessura da acumulação, natureza dos contatos, estruturas de solo, feições disseminadas de oxirredução e características microscópicas (e.g., Pimentel et al., 1996). Esses aspectos também contribuem como parâmetros diagnósticos para a diferenciação de carbonatos formados em ambiente palustre (Alonso-Zarza, 2003).

Na Formação Marília (Cretáceo Superior da Bacia Bauru), os calcretes têm sido amplamente utilizados como indicadores paleoclimáticos. Eles têm sido interpretados como resultado de processos pedogênicos (Suguio, 1973; Suguio e Barcelos, 1983), diagenéticos por influência do lençol freático (Ribeiro, 2001; Fernandes, 2010; Maoski, 2012) e sedimentares (Goldberg, 1995; Garcia et al., 2005). Contudo, seus aspectos genéticos, bem como a diferenciação de texturas associadas aos processos pedogênicos, sedimentares e diagenéticos, não têm sido tratados como objeto central dos estudos.

O objetivo deste estudo é descrever e caracterizar os diferentes tipos de calcrete que ocorrem na Formação Marília na região de Uberaba (MG), com a finalidade de melhor compreender a evolução paleoambiental da unidade e as relações entre processos sedimentares, pedogênicos e diagenéticos, para que seja proposto um modelo genético de formação dos calcretes para a área estudada.

CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia Bauru é uma bacia intracratônica com cobertura sedimentar que alcança aproximadamente 370.000 km²

em área. Está localizada na região centro-sul do Brasil, abrangendo os estados de São Paulo, Paraná, Mato Grosso do Sul, Minas Gerais e Goiás (Figura 1A). Sua origem tem sido associada ao extravasamento de grande volume de lavas basálticas da Formação Serra Geral no início do Cretáceo na Bacia do Paraná, correspondente ao rifteamento do paleocontinente Gondwana e abertura do oceano Atlântico Sul (Riccomini, 1997).

A criação de espaço de acomodação para o acúmulo de sedimentos neocretáceos que compõem a Bacia Bauru tem sido considerada um resultado da subsidência termomecânica que sucedeu em resposta ao resfriamento e ao peso de quase 2.000 m de lavas basálticas da Formação Serra Geral (Zalan et al., 1990; Fernandes e Coimbra, 1996; Riccomini, 1997). Entretanto, outros estudos indicam que a criação de espaço de acomodação na bacia ocorreu na forma de um bulge flexural associado a um sistema retroarco, desenvolvido em resposta a eventos orogênicos dos Andes, na margem oeste da América do Sul (Menegazzo et al., 2016).

A Bacia Bauru apresenta sucessão estratigráfica complexa e ainda mal definida. Segundo Fernandes e Coimbra (1996, 2000), a sequência siliciclástica neocretácea é dividida em dois grupos parcialmente cronocorrelatos: Caiuá e Bauru – este composto pelas formações Araçatuba, Adamantina, Uberaba e Marília, a qual representa o topo da coluna litoestratigráfica do Grupo Bauru.

Soares et al. (1980) definiram a Formação Marília como composta por arenitos grossos a conglomeráticos, de grãos angulosos, seleção pobre, teor de matriz variável, com camadas de lamitos subordinadas e presença de nódulos e cimentação carbonática.

Barcelos (1984) subdividiu a Formação Marília em três membros: Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã (Figura 1B). A unidade vem sendo interpretada como depósitos de sistemas fluviais entrelaçados associados a leques aluviais marginais (Soares et al., 1980; Fernandes e Coimbra, 1996; Fernandes, 1998; Batezelli, 2003; Fernandes e Ribeiro, 2015). Contudo, estudos recentes realizados na porção noroeste da Bacia Bauru a interpretam como depósitos de lençol de areia eólica, formados pela alternância de sedimentos eólicos, fluviais (rios efêmeros) e horizontes de paleossolos (Basilici et al., 2009).

Suguio (1973) reconheceu pela primeira vez acumulações de carbonato cálcio na Formação Marília como formadas por calcretes pedogênicos e, posteriormente, outros autores como Suguio e Barcelos (1983), Barcelos (1984), Etchebere et al. (1993), Fernandes (1998), Goldberg e Garcia (2000) e Dias-Brito et al. (2001) também relataram a presença de calcretes nodulares e paleossolos carbonáticos associados à sucessão sedimentar desta unidade.

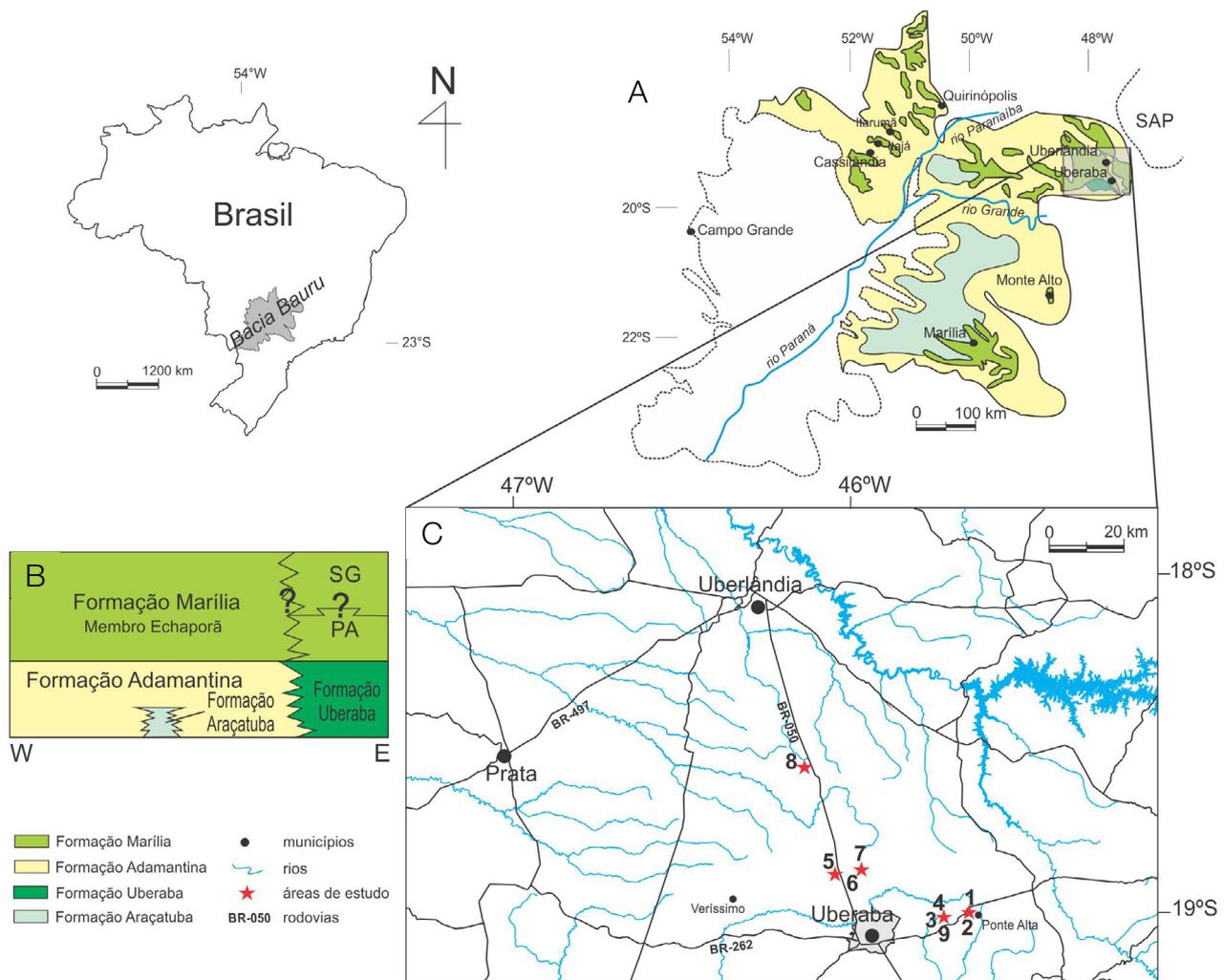
Na região de Uberaba, a Formação Marília é representada pelos membros Ponte Alta (inferior) e Serra da Galga (superior), que podem ser macroscopicamente diferenciados,

principalmente, pelo grau de cimentação e substituição por carbonato de cálcio na forma de calcretes. Na área, predominam sucessões de calcrete de até 10 m de espessura, correspondentes ao Membro Ponte Alta, que passam — de maneira abrupta, em superfície erodida — a depósitos de sistemas fluviais entrelaçados, associados a perfis de paleossolo e a camadas de calcrete pouco espessas (<1 m), pertencentes ao Membro Serra da Galga.

MATERIAIS E MÉTODOS

Em campo, foram levantados sete perfis estratigráficos referentes às sucessões de depósitos areníticos e horizontes de paleossolo que constituem as rochas dos membros Ponte

Alta e Serra da Galga da Formação Marília. As descrições de rochas sedimentares estão de acordo com o método de análise de fácies (Walker, 2006), considerando litologia, textura, estruturas sedimentares, cor e composição biótica como atributos descritivos. Os paleossolos foram identificados em campo com base no reconhecimento de feições diagnósticas, como estruturas pedogênicas, horizontes de solo e rizólitos (Catt, 1990; Retallack, 2001). A descrição morfológica seguiu os critérios estabelecidos no *Soil Survey Manual* (Soil Survey Staff, 1993) e a taxonomia de horizontes e perfis está de acordo com o *US Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2014). Os calcretes foram descritos segundo as recomendações de Esteban e Klappa (1983) e Machette (1985), considerando as modificações diagenéticas (Arakel, 1986; Alonso-Zarza, 2003). Adicionalmente às descrições



SAP: Soerguimento do Alto Paranaíba; PA: Membro Ponte Alta; SG: Membro Serra da Galga.

Figura 1. Localização da área de estudo. (A) Distribuição espacial da Formação Marília na parte norte e nordeste da Bacia Bauru. (B) Relações estratigráficas das unidades da Bacia Bauru (modificado de Barcelos e Suguio, 1987). (C) Localização dos pontos de estudo realizados nas proximidades de Uberaba (MG).

de campo, foram coletadas amostras orientadas representativas das rochas sedimentares e principais tipos de calcretes e paleossolos, para a confecção de seções polidas e lâminas delgadas e análises por Difração de Raios-X.

Foram confeccionadas 40 lâminas delgadas e seis seções polidas no laboratório de laminação da Universidade Federal do Rio de Janeiro e no Laboratório de Petrografia/Bioestratigrafia da Solintec Consultoria & Serviços de Geologia, onde as amostras foram impregnadas com resina de poliéster, que promoveu o endurecimento do material por polimerização. Os procedimentos empregados na descrição micromorfológica seguiram as proposições de Bullock et al. (1985) e a classificação petrográfica foi realizada a partir da contagem de 300 pontos realizados em dez lâminas segundo o método de Gazzi-Dickinson (Zuffa, 1985). A descrição foi realizada com a utilização de microscópio óptico de luz polarizante do tipo *Zeiss Axio Imager.A2m* e as fotomicrografias foram obtidas com a utilização do programa *AxionVision*. Aproximadamente 350 fotomicrografias foram coletadas neste estudo.

A mineralogia de arenitos lamíticos e horizontes de paleossolos foi determinada por Difração de Raios-X (método do pó), e foi realizada no Setor de Caracterização Tecnológica (STR) do Centro de Tecnologia Mineral (CETEM-RJ). O equipamento utilizado foi o difratômetro *Bruker-D8 Eco Advance* equipado com anodo de cobre (Cu Ka, $\lambda=0,154056$ nm), gerador de tensão com 40 kV, gerador de corrente 25 mA e velocidade do goniômetro de $0,01^\circ$ (2θ) por passo, com tempo de contagem de 0,5 s por passo e coletados de 3 a 50° (2θ), com detector sensível à posição com discriminação de energia *LynxEye XE*. As características dos minerais foram identificadas a partir da interpretação qualitativa de espectro dos difratogramas gerados em software *Bruker Diffrac^{plus}*, que foi efetuada por comparação com padrões difratométricos dos picos dos minerais com padrões difratométricos de fases cristalinas individuais contidas no banco de dados do *International Center for Diffraction Data* (PDF-04 - ICDD, 2014). Lâminas orientadas, com amostras de granulação inferior a 300 μm foram utilizadas para a caracterização dos argilominerais presentes.

RESULTADOS

Caracterização de sedimentos e paleossolos

Em campo, foram descritos sedimentos e paleossolos em sete seções estratigráficas, entre 2 e 18 m de espessura, totalizando cerca de 60 m de espessura de registro geológico. As seções estão distribuídas entre o município de Uberaba e o distrito de Peirópolis (Figura 1C) e representam as melhores exposições rochosas da Formação Marília na região. O Membro Ponte Alta apresenta contato com o Membro Serra da Galga delimitado por superfície erodida com profundidade de escavação máxima de até 1 m, mapeável em afloramento.

Os membros são diferenciados pelo grau de cimentação por carbonato de cálcio e pelas texturas de calcretes. O grau de cimentação e substituição do material siliciclástico nos litotipos do Membro Ponte Alta é tão intenso, que o reconhecimento do arranjo sedimentar primário é dificultado.

Membro Ponte Alta

Constituído por arenitos e arenitos conglomeráticos fortemente cimentados e substituídos por carbonato de cálcio e, subordinadamente, por sílica. Os corpos sedimentares possuem geometria tabular ou lenticular e ocorrem organizados em sucessões de 2 a 10 m de espessura, constituídos por ciclos mal definidos de conglomerados sustentados por clastos na base que gradacionam para arenitos conglomeráticos (~30% de clastos) no topo — em ciclos de 0,5 a 1,0 m de espessura — e por arenitos maciços ou sem estruturas sedimentares primárias observadas. Os conglomerados podem apresentar estratos pouco espessos de cerca de 10 a 50 cm, localmente suportados pelos clastos, amalgamados, com estratificação sub-horizontal mal definida. São constituídos por: litoclastos de basalto; quartzo; fragmentos de rochas metamórficas; quartzo; sílex; e intraclastos de paleossolos (pedorrelíquias) e de calcrete. Esses elementos variam de grânulo a calhau, com preponderância da fração seixo grosso, subarredondados a arredondados. Os arenitos foram classificados em litarenitos, sublitenitos e subarcósios líticos (McBride, 1963), de cor rosa-amarelo-acinzentado (7,8YR9/2), mal selecionados, arredondados a subangulosos, podendo constituir o topo dos ciclos granodecrescentes, bem como a matriz dos conglomerados. Estruturas de bioturbação são frequentes, apresentando formato cilíndrico irregular, preenchidas por material proveniente da mesma camada, com eixos finais curvados e tamanhos que variam de 3 a 12 cm de comprimento e de 1,5 a 2,0 cm de largura.

A substituição dos minerais siliciclásticos por carbonato de cálcio é frequente, atestada por grãos com superfícies corroídas e dispersos em meio a carbonato microcristalino. As porções com maior grau de substituição apresentam cor branco (7,5YR9/1).

Interpretação

O conjunto de depósitos areno-conglomeráticos do Membro Ponte Alta é organizado em camadas amalgamadas produzidas por fluxos torrenciais de alta energia não canalizados com deposição em lençóis areno-cascalhosos (Miall, 1978). Os depósitos de conglomerados com gradação normal e estratificação sub-horizontal mal definida podem ser interpretados como depósitos de barras cascalhosas longitudinais ou depósitos residuais de fundo de canal. A geometria tabular dos estratos aponta para organização sedimentar não canalizada e, quando lenticular, deve estar associada a posições marginais de fluxos não canalizados, de forma geral, lobados

(Tooth, 2005). A alta frequência de estruturas de bioturbação nos depósitos atesta o caráter episódico da deposição, possivelmente alternando pulsos de sedimentação com intervalos de exposição subárea e intensa atividade biogênica.

Os depósitos de arenito maciço são comumente interpretados na literatura como produzidos por fluxos hiperconcentrados de deposição rápida, fluidização penecontemporânea à deposição ou por intensa bioturbação pós-deposicional (Miall, 1978). Nos depósitos estudados, o aspecto maciço dos arenitos deve ser resultado da intensa substituição do material siliciclástico por carbonato de cálcio, que resultou na digestão de parte do arcabouço siliciclástico, no tampamento do espaço poroso e crescimento deslocativo da calcita, que obliterou as estruturas sedimentares primárias.

Não foram encontrados elementos geológicos que substanciem a interpretação de deposição em porções proximais a intermediárias de leques aluviais, conforme proposto por Batezelli (2003), tampouco elementos associados à deposição em ambientes lacustres (*e.g.*, Suguio e Barcelos, 1983; Goldberg, 1995; Goldberg e Garcia, 2000). Os elementos deposicionais descritos, embora mascarados pela intensa cimentação, parecem definir sucessões de depósitos fluviais de rios efêmeros ou entrelaçados, conforme anteriormente admitido por Capilla (2002).

Membro Serra da Galga

O Membro Serra da Galga é caracterizado por sucessões de até 16 m de espessura, sendo composto de corpos de geometrias tabulares e lenticulares de arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados intercalados a lentes de arenitos lamíticos e a horizontes de paleossolos (Figura 2). Os arenitos e arenitos conglomeráticos foram classificados como litarenitos e sublitenitos (McBride, 1963), de granulação fina a grossa, subangular a subarredondada, moderada a pobremente selecionada. Os arenitos são organizados em *sets* de 15 e 40 cm de espessura, formados por estratificações cruzadas planares a acanaladas, com sentido de paleocorrentes para azimute 280–240° (n = 32). Os *sets* frequentemente se truncam em superfícies erodidas inclinadas de 7–15°, as quais podem ser delimitadas por concentrações de clastos de tamanho grânulo a seixo fino na base das superfícies. Os estratos podem constituir *cosets* de cerca de 2 m de espessura, que formam corpos lenticulares de base côncava e topo plano (Figura 3A). Tais arenitos apresentam cimentação por carbonato de cálcio fraca a moderada e cores cinza-esverdeado-claro (5GY7/1) e branco-rosado (2,5YR8/2), com mosqueamento comum, proeminente e de cor vermelho-claro (10R7/8).

Os litotipos conglomeráticos podem apresentar entre 10 e 40% de clastos de basalto, quartzito, rochas metamórficas alteradas, sílex, fragmentos de calcretes retrabalhados, fragmentos de ossos de vertebrados e de nódulos carbonáticos, além de intraclastos lamíticos com até 35 cm

de diâmetro (Figura 3B). Os clastos possuem tamanho de grânulo a seixo, subangulosos a subarredondados, e podem ocorrer localmente imbricados em padrão a(t) b(i). Os conglomerados podem ocorrer na base dos arenitos, mostrando o mesmo padrão de estratificação, ou ocorrer lateralmente, associados aos arenitos.

Arenitos finos a médios, lamíticos e sem estrutura observada, ocorrem intercalados aos arenitos grossos e constituem corpos tabulares de até 2 m de espessura. Os grãos são subangulosos, pobremente selecionados e revestidos por películas de carbonato de cálcio, constituindo material fracamente cimentado de cor branco-rosado (7,5YR8/2). Laminações crenuladas sub-horizontais de cerca de 2 mm de espessura e lateralmente descontínuas ocorrem de forma esparsa e apresentam aos menos três níveis com as mesmas estruturas. As bioturbações são comuns a abundantes, de formato cilíndrico irregular, preenchidas por material proveniente da mesma camada e alongadas na vertical ou sub-horizontais. Podem atingir 3 cm de comprimento e 3 mm de diâmetro e intersectar as estruturas crenuladas.

Perfis de paleossolo apresentam espessuras variáveis de 0,2 e 2,4 m e cores de branco-rosado (2,5YR8/2), bruno-avermelhado-claro (2,5YR 6/4) e cinza-esverdeado-claro (10Y8/1). Mosqueamentos são comuns nos limites inferiores dos horizontes, na superfície dos pedis e associados a bioturbações, apresentando cores cinza-esverdeado-claro (5GY7/1) e vermelho-claro (2,5YR6/6). A transição basal dos perfis de paleossolo para camadas de arenitos é gradual, enquanto o topo dos perfis apresenta transição irregular erodida com camadas de calcrete do tipo crosta endurecida (*hardpan*) ou com depósitos de arenitos conglomeráticos.

Os paleossolos possuem texturas arenosas a argilosas, com granulação de areia fina a média, subangular, compostas por grãos de quartzo revestidos por películas de carbonato de cálcio e oxi-hidróxidos de ferro. Por vezes, podem exibir clastos dispersos de quartzo e sílex, subarredondados e de tamanho seixo. Os perfis apresentam horizontes com estruturas pedogênicas grandes em blocos subangulares e angulares com até 10 cm de diâmetro e estruturas cuneiformes com até 10 cm de diâmetro que se quebram em blocos angulares secundários de 2 a 5 cm de diâmetro, os quais revelam maior grau de desenvolvimento pedogênico. Superfícies de fricção (*slickensides*) pouco desenvolvidas ocorrem na superfície dos pedis. Estruturas em anticlinais de deformação de 30 a 40 cm de desenvolvimento lateral e até 10 cm de altura são comuns nos paleossolos.

Estruturas de bioturbação são comuns e conferem aspecto mosqueado aos horizontes. Em geral, correspondem a estruturas cilíndricas, que podem apresentar ramificações laterais e preenchimento por material de mesma constituição dos horizontes ou material lamítico. São alongadas na vertical ou sub-horizontais, podendo atingir até 75 cm de comprimento e 2 cm de diâmetro.

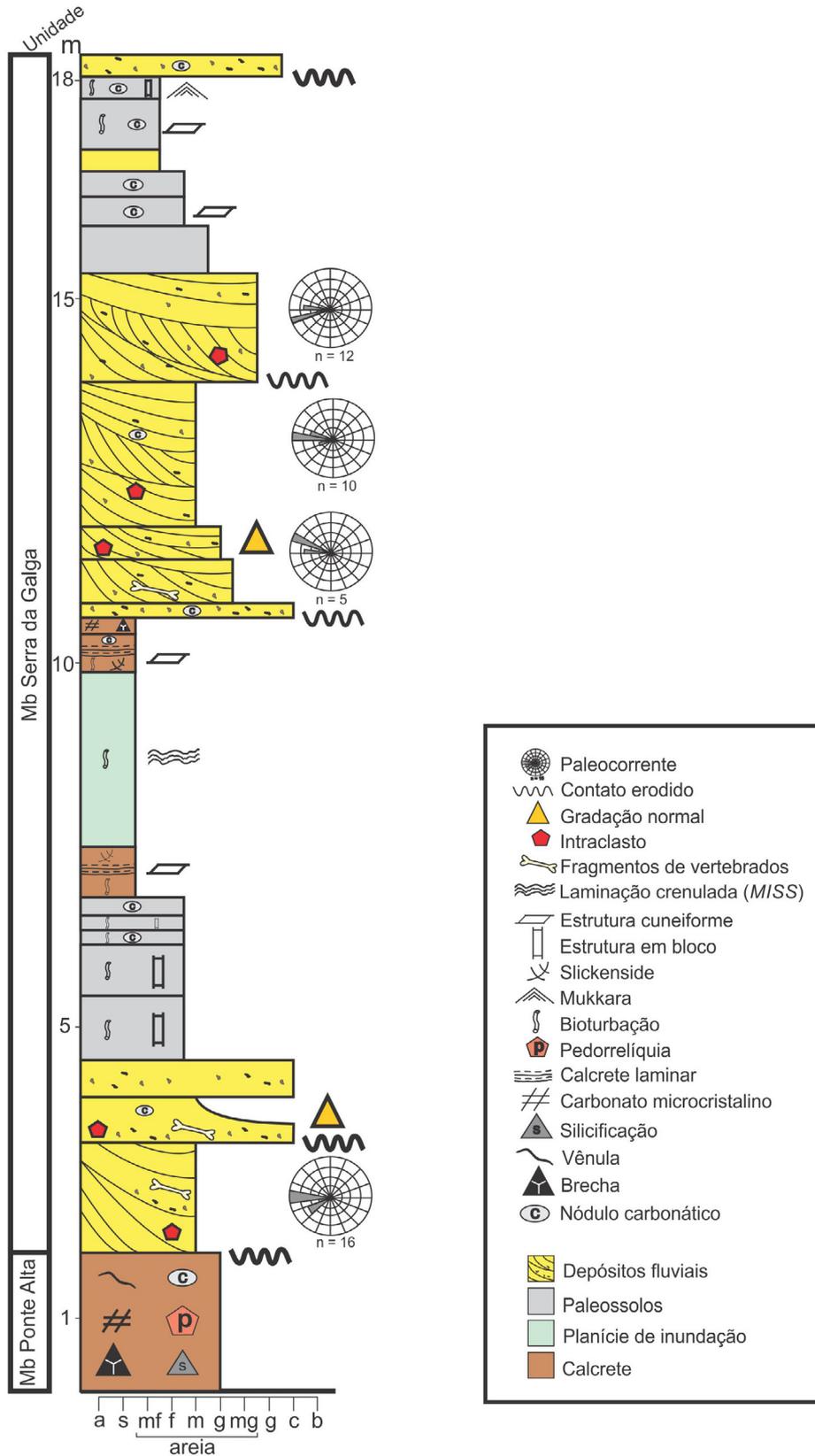


Figura 2. Perfil estratigráfico da Formação Marília na área de estudo (ponto 5 da Figura 1C). Na base da sucessão, ocorre a passagem entre os membros Ponte Alta e Serra da Galga.

Interpretação

O conjunto dos depósitos de arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados areníticos estratificados do Membro Serra da Galga formam contínuos de transição litofaciológica vertical e lateralmente associadas, indicando variações de energia e aporte sedimentar, responsáveis por sobreposição de formas de leito de diferentes hierarquias e tipos genéticos (Allen, 1967). As estruturas sedimentares indicam deposição por correntes subaquosas unidirecionais, com migração de estruturas bi e tridimensionais em leitos arenosos e cascalhosos. Superfícies de *coset* orientadas no mesmo sentido da frente dos estratos cruzados podem indicar conjuntos de estratos compostos, nos quais barras e dunas migram de forma coetânea e geram estratos cruzados de mesmo tipo genético (Allen, 1967; Miall, 1996). A organização desses depósitos é similar às barras de meio de canal com acreção de formas sedimentares a jusante (Allen, 1983). A geometria tabular dos depósitos, a predominância de litotipos grossos, a baixa dispersão dos dados de paleocorrentes e a recorrência de depósitos de acreção a jusante segurem canais fluviais entrelaçados de baixa sinuosidade (Friend, 1983). A ausência de elementos de acreção lateral também indicam canais lateralmente estáveis, de baixa sinuosidade (Miall, 1996).

Nas fácies conglomeráticas, litoclastos de rochas metamórficas alteradas podem indicar o fluxo corriqueiro do rio, cuja proveniência apontaria para as rochas do Alto Paranaíba, o que está em concordância com o sentido das paleocorrentes.

Os arenitos lamíticos foram interpretados como depósitos de planície de inundação. Nessas planícies, ocorreu intensa colonização por organismos animais e vegetais, interação com comunidades microbianas e desenvolvimento pedogênico, associados a períodos de não deposição, atestando a estabilidade do sistema (Kraus, 1999). A ausência de estruturas

sedimentares em grande parte desses depósitos deve estar relacionada à alta atividade biológica, que promoveu o contínuo revolvimento do substrato e obliterou o registro deposicional. As únicas estruturas observadas foram as laminações crenuladas, aqui interpretadas como estruturas sedimentares induzidas por atividade microbiana (*MISS – Microbially Induced Sedimentary Structures*), que ocorrem de forma descontínua.

Os paleossolos foram classificados como Vertissolos (Soil Survey Staff, 2014) devido à presença de feições diagnósticas em campo como estruturas pedogênicas com formas cuneiformes ou paralelepípedicas, presença de superfícies de fricção e ocorrência de anticlinais em horizontes Bss, interpretadas como *mukkara* (Retallack, 2001). Esses paleossolos apresentam conteúdo de argila maior que 30% na matriz do solo e, em análises por Difração de Raios-X, os principais argilominerais identificados foram do grupo das esmectitas (Figura 4). São argilominerais que apresentam propriedades de expansão e contração em resposta a períodos de encharcamento ou dessecação do solo, como consequência de períodos de elevada precipitação.

A interpretação do sistema deposicional está em parte consoante com as interpretações de Praça Leite et al. (1995), Goldberg e Garcia (2000) e Capilla (2002) sobre os depósitos de sistemas fluviais entrelaçados. Contudo, introduz novos elementos de análise como os paleossolos e os calcretes.

Morfologia de calcretes

Membro Ponte Alta

No Membro Ponte Alta foram descritas quatro morfologias de calcretes (nodular, brechoso, venular e maciço), as quais ocorrem associadas aos depósitos de arenitos e arenitos conglomeráticos fortemente cimentados.

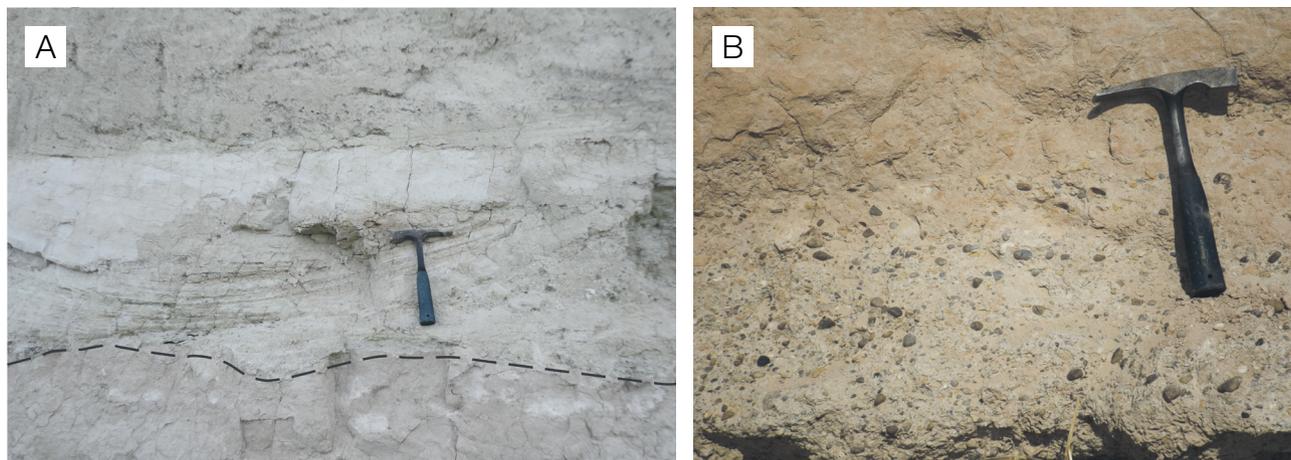


Figura 3. (A) Corpos amalgamados de arenitos com estratos cruzados tangenciais, depositados por sobreposição de barras fluviais (linha tracejada indica contato erodido com depósitos de planície de inundação). (B) Superfície de erosão localizada na base de corpos fluviais preenchida por estratos conglomeráticos com cimentação carbonática.

Calcrete nodular

Ocorre em camadas de arenitos e arenitos conglomeráticos fortemente a extremamente cimentados e substituídos por carbonato de cálcio com a presença de nódulos, os quais podem representar a única feição presente no intervalo ou estar associados a calcretes maciços e venulares (Figura 5A).

Macroscopicamente, os nódulos variam entre 3 mm e 4 cm de diâmetro, com formas irregulares, circulares e alongadas, apresentando alta dureza, baixa densidade e cores de branco (N9,5) a rosa (5YR8/4). Ocorrem isolados ou coalescidos — formando níveis nodulares de até 10 cm de espessura e regiões de concentração de até 18 cm de diâmetro. Associação com estruturas de bioturbação e impregnações por oxi-hidróxidos de manganês são comuns.

Microscopicamente, os nódulos desenvolvem-se de forma isolada ou coalescidos. São constituídos por calcita microcristalina, com formas subcirculares a irregulares, de 5 a 10 mm de diâmetro, sem diferenciações internas — típicos — e possuem contornos nítidos. Internamente, são caracterizados por texturas do tipo grãos flutuantes e podem apresentar fraturas preenchidas por cimento de calcita espática (Figura 6A). Frequentemente apresentam feições de recristalização por neomorfismo agradacional, o que gera contatos graduais com o material adjacente. Ocorrem associados a lamito carbonático com gretas de dessecação e a grãos siliciclásticos com alta imaturidade textural, além de

feições de dissolução e de orientação de argilas, impregnação por oxi-hidróxidos de manganês, carófitas, ostracodes e bivalvíos. Cimento de calcita do tipo microcristalino gravitacional e espático equigranular ou drusiforme ocorrem preenchendo poros e fraturas.

Outros nódulos são constituídos por calcita microcristalina e se diferem por seus formatos irregulares a amigdaloidais, passagem gradual para o material adjacente e tamanhos variando entre 0,2 e 15 mm de diâmetro (Figura 6B). Estes ocorrem associados a grãos flutuantes de bordas corroídas e fraturados pelo crescimento deslocativo da calcita. Também se associam a cimento precoce por óxidos de ferro, capeamento de grãos por iluviação de ferriargilãs, cimento espático gravitacional, ostracodes e bivalvíos. Todo material é fortemente cimentado e substituído por calcita espática drusiforme e equigranular com cristais orientados, localmente micrítico, indicando processos de neomorfismo agradacional.

Calcrete brechoso

É constituído por arenitos e arenitos conglomeráticos extremamente cimentados e substituídos por carbonato de cálcio, que formam fragmentos de 2 a 20 cm, angulosos a subarredondados, com alta dureza, nas cores amarelo avermelhado (5YR6/6) e rosa (5YR7/4). Os fragmentos que compõem as brechas são bem desenvolvidos e ocorrem associados a cimento de calcita espática que preenche as fraturas entre

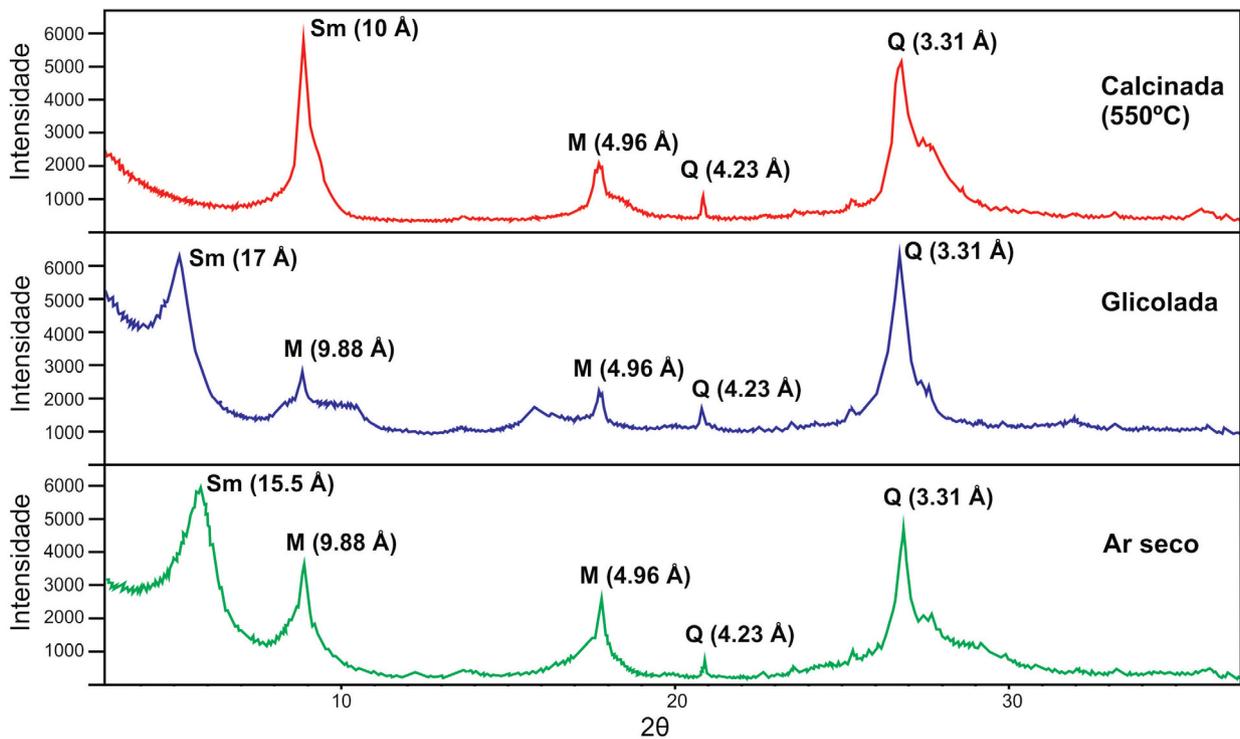


Figura 4. Difratoograma de raios-x de horizonte Bss de Vertissolo do Membro Serra da Galga (ponto 5 na Figura 1C), mostrando a distribuição dos principais constituintes (Sm: esmectita; M: micas; Q: quartzo).

os clastos, além de cortá-los como vênulas de maneira discordante (Figura 5B).

Outros fragmentos, formados por clastos subarredondados de dimensões entre 0,5 e 1,5cm e cor cinza claro (2,5Y7/2), são associados a brechas desenvolvidas em material carbonático lamítico, na qual a lama carbonática é parcialmente substituída e fragmentada por calcita espática na forma de preenchimentos de fraturas ou vênulas discordantes.

Microscopicamente, as brechas podem ser caracterizadas por:

1. lama carbonática micrítica, fraturada e preenchida por cimento microespático a espático blocoso (Figura 6C); ou
2. material parental siliciclástico extremamente substituído e cimentado por calcita espática com a presença de domínios pouco cimentados e ricos em argilas (Figura 6D), as quais apresentam pouca ou nenhuma orientação ou feições de organização pedogênica.

As brechas do tipo (i) ocorrem associadas a feições de neomorfismo agradacional para micro ou pseudoespato, fraturas circogranulares (precursoras de nódulos), impregnações por oxi-hidróxidos de manganês, ooides e pisoides. Feições biogênicas incluem estruturas alveolares, *Microcodium*, porosidade tubiforme gerada por moldes de raízes e carófitas (Figura 6E). Grãos flutuantes siliciclásticos e evaporíticos (anidrita e gipsita) ocorrem parcial ou totalmente substituídos por cimento calcítico espático ou fraturados pelo crescimento deslocativo da calcita. O principal tipo de cimento calcítico presente é o espático equigranular, enquanto cimentos poiquilótópicos e em paliçada ocorrem de forma subordinada.

As brechas do tipo (ii) ocorrem associadas à textura de grãos flutuantes – siliciclásticos e evaporíticos (gipsita) – parcial ou totalmente substituídos por carbonato de cálcio ou fraturados pelo crescimento deslocativo do cimento calcítico, além da ocorrência de pisólitos, isotúbulos, ostracodes e biválvios (Figura 6F). Impregnações por oxi-hidróxidos de manganês são comuns e o principal tipo de cimento carbonático é espático em mosaicos equigranulares e, subordinadamente, cimentos poiquilótópicos, em paliçada, *dripstone* e acicular. Cimentos no formato de franjas isópacas ou franjas irregulares com crescimento preferencial gravitacional também são observados isoladamente.

Calcrete venular

Os calcretes venulares ocorrem em arenitos fortemente cimentados por carbonato de cálcio. As vênulas de carbonato de cálcio variam de 1 a 3 mm de espessura, em média, podendo alcançar vários centímetros. São extremamente cimentadas, apresentando alta dureza e desenvolvimento sub-horizontal a subvertical. Ocorrem associadas a calcretes nodulares, brechosos e maciços, e a feições de silicificação. Nos calcretes nodulares, por exemplo, podem ocorrer cortando nódulos ou

contornando seus limites, enquanto nos brechosos ocorrem cortando os fragmentos de brecha de forma abrupta.

Microscopicamente, são caracterizados por vênulas de calcita espática que cortam de forma abrupta domínios de carbonato microcristalino, nódulos e clastos (Figura 7A). Variam de 0,4 a 3,0 mm de espessura e são constituídas por cimentos do tipo mosaico drusiforme ou equigranular de calcita espática.

Calcrete maciço

É caracterizado por carbonato de cálcio microcristalino de alta dureza, de aspecto maciço e cor branco (N9,5). Ocorrem associados a calcretes nodulares, brechosos e venulares, ou formam corpos maciços fortemente substituídos por carbonato de até 4 m de espessura. O material siliciclástico parental pode ter sido totalmente substituído ou ocorrer como poucos (de 5 a 15%) grãos flutuantes, de contornos embaiados e corroídos.

Microscopicamente, são caracterizados pela predominância de cimentação por calcita espática equigranular em mosaicos por quase toda a lâmina (cerca de 85%), com cristais de calcita idiomórficos e, comumente, orientados (Figura 7B). Localmente, os mosaicos gradacionam para zonas de carbonato micrítico a microespático com feições de neomorfismo agradacional ou ocorrem associados a carbonato granular, principalmente em locais onde há substituição por sílica, a qual ocorre de modo significativo nos calcretes maciços. Podem apresentar textura de poucos (<5%) grãos siliciclásticos flutuantes e ocorrem associados a ostracodes, carófitas, impregnações por oxi-hidróxidos de manganês e feições micríticas irregulares ou laminadas, parcialmente neomorfas para calcita microespática e pseudoespática.

Outra fase de cimentação carbonática pode ser observada em regiões específicas, determinada por sobrecrecimentos sintaxiais a partir do cimento de mosaico espático equigranular preexistente.

Interpretação

Nos calcretes brechosos, nodulares e maciços do Membro Ponte Alta, a ocorrência de lama carbonática (micrita) com a presença de nódulos — formados a partir de fraturas circogranulares — e estruturas de brecha, associadas a grãos siliciclásticos dispersos (incluindo cristais de minerais evaporíticos) e de bioclastos de biválvios e ostracodes, além da presença de carófitas e impregnações por oxi-hidróxidos de manganês, sugerem desenvolvimento em ambiente palustre, redutor, caracterizado por corpos d'água rasos e salinos gerados sazonalmente, que passam por períodos de exposição subaérea (Wright e Platt, 1995; Freytet, 1973). As brechas e os nódulos desenvolvidos a partir da micrita são gerados próximos à superfície ou no topo de perfis de solo, influenciados por fissuras preexistentes nos mesmos (*joint, skew e craze planes* de Brewer, 1976) ou por sistemas de tubos de raízes

que ocorrem em diferentes direções gerando pseudobrechas (AlShuaibi e Khalaf, 2011). Entretanto, outros nódulos e brechas podem ser gerados a partir de sucessivas fases diagenéticas de substituição e recristalização de sedimentos e solos, no interior das sucessões em períodos úmidos, onde há elevação do nível freático, inclusive podendo sobrepor feições palustres e diagenéticas preexistentes.

Vênulas de calcita espática associadas a nódulos e brechas são consideradas produtos da circulação de fluidos enriquecidos em carbonato de cálcio durante a diagênese freática, incluindo fases de preenchimento de fissuras geradas por dessecação — em momentos de exposição subaérea — de sedimentos palustres.

Os calcretes maciços representam um estágio final de evolução diagenética dos calcretes do Membro Ponte Alta. A presença de vênulas espáticas subverticais, feições de dissolução, laminações micríticas, bioclastos de ostracodes e impregnações por oxi-hidróxidos de manganês sugerem

condições palustres durante seu desenvolvimento (Freytet, 1973; Wright e Tucker, 1991; Wright e Platt, 1995); enquanto a forte cimentação, substituição e recristalização observadas indicam subsequentes processos diagenéticos freáticos.

Membro Serra da Galga

No Membro Serra da Galga foram descritas três morfologias de calcretes (nodular, laminar e *hardpan*), as quais ocorrem associadas aos depósitos de arenitos e arenitos conglomeráticos com variados graus de cimentação e a perfis de paleossolos do tipo Vertissolo.

Calcrete nodular

Trata-se de camadas de arenitos ou horizontes de paleossolos com variados graus de cimentação que apresentam

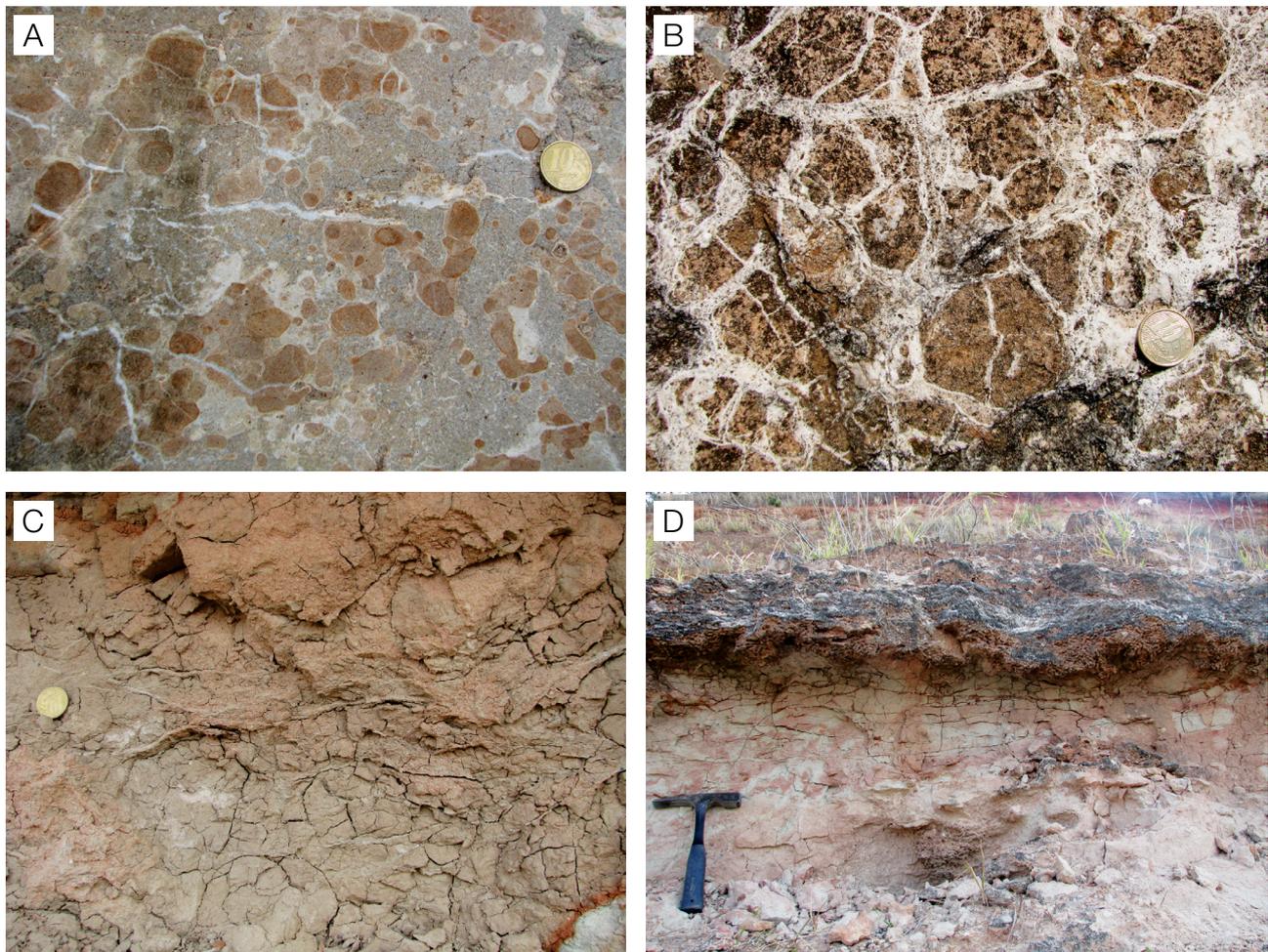


Figura 5. Morfologias de calcrete distintas em campo. (A) Nódulos coalescidos associados a vênulas de calcita espática em calcrete nodular do Membro Ponte Alta (ponto 6 na Figura 1C). (B) Fragmentos angulosos de brecha em calcrete brechoso do Membro Ponte Alta (ponto 2 na Figura 1C). (C) Calcrete laminar desenvolvido em Vertissolo do Membro Serra da Galga (ponto 5 na Figura 1C). (D) Calcrete *hardpan* desenvolvido no topo de Vertissolo do Membro Serra da Galga (ponto 5 na Figura 1C).

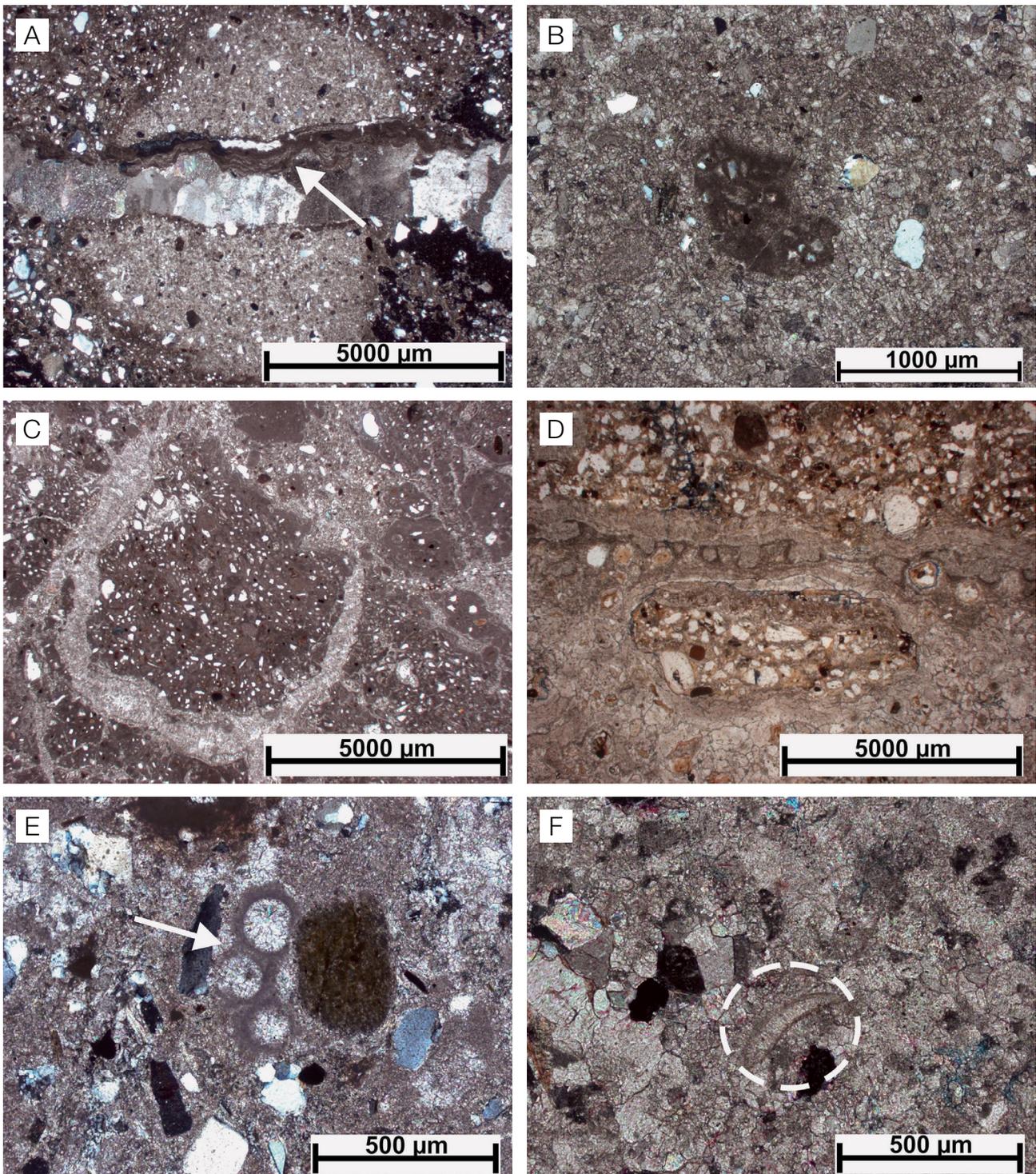


Figura 6. (A) Nódulo constituído por calcita microcristalina, com fratura sub-horizontal preenchida por cimento de calcita microcristalina gravitacional e, posteriormente, por cimento de calcita espática (nicois cruzados). (B) Nódulo amigdaloidal constituído por calcita microcristalina com feições de neomorfismo agradacional (nicois cruzados). (C) Micrita dessecada com fraturas preenchidas por calcita espática em brecha palustre (nicois cruzados). (D) Brecha diagenética gerada por cimentação e substituição diferencial do material de origem por calcita espática (nicois paralelos). (E) Carófito observada em calcrete brechoso indicando ambiente palustre (nicois cruzados). (F) Biválvio recristalizado em calcrete brechoso fortemente substituído por calcita espática (nicois cruzados).

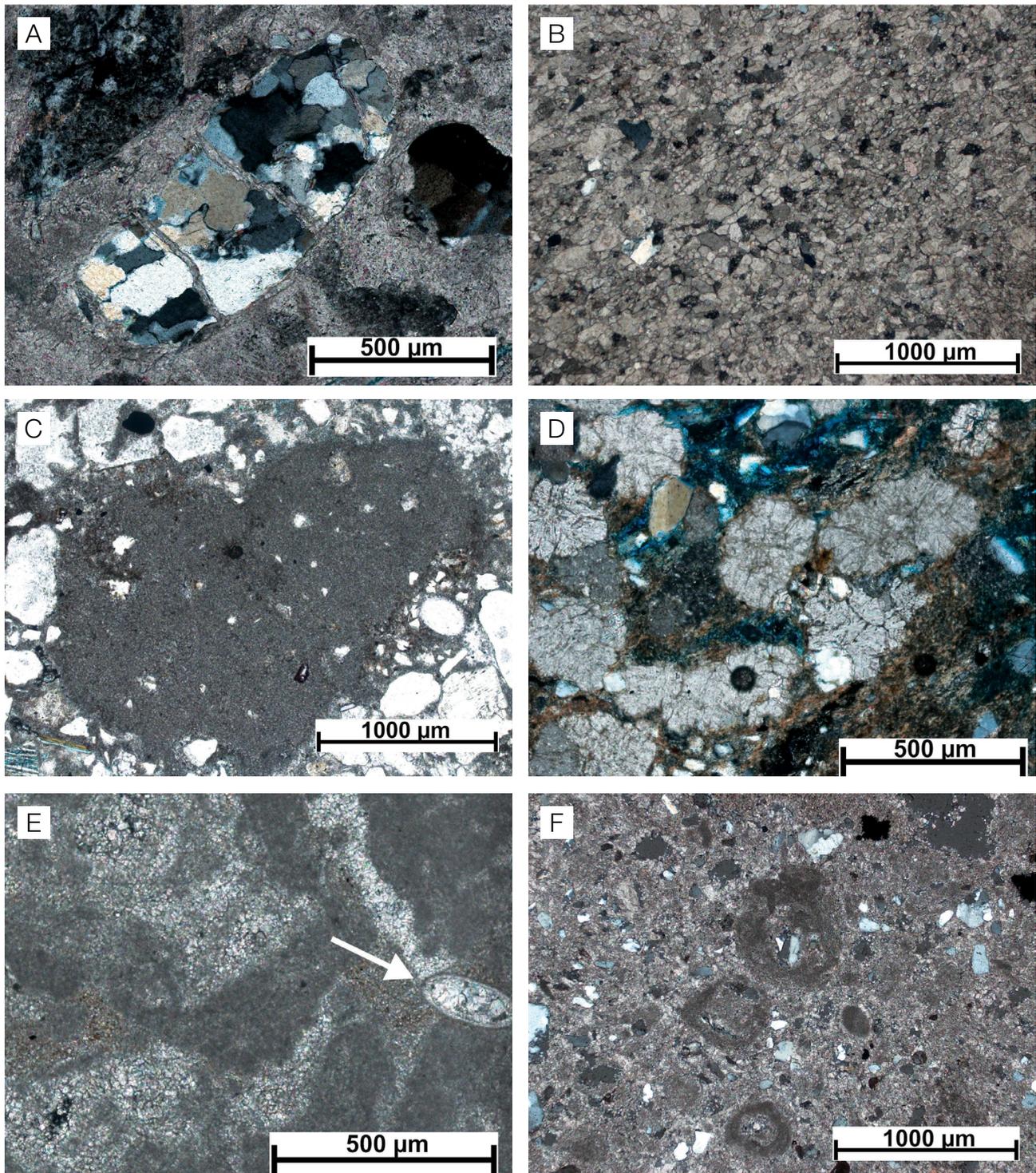


Figura 7. (A) Quartzo policristalino fraturado por força de crescimento deslocativo do cimento de calcita (nicois cruzados). (B) Cimentação por cristais de calcita espática orientados, indicando possível direção de fluxo (nicois cruzados). (C) Nódulo micrítico com textura de grãos flutuantes (nicois paralelos). (D) Estruturas de raízes calcificadas constituindo estruturas do tipo *Microcodium* (nicois cruzados). (E) Ostracode imerso em micrita com feições de neomorfismo agradacional (nicois cruzados). (F) Pisoides constituídos por laminações micríticas irregulares ao redor de um núcleo composto por grãos siliciclásticos ou anucleados (nicois cruzados).

desenvolvimento de nódulos carbonáticos em variadas proporções, de poucos (< 5%) a abundantes (> 20%). Os nódulos do Membro Serra da Galga ocorrem isolados ou coalescidos, possuem de 0,3 a 3,0 cm de diâmetro, formas subcirculares e irregulares, alta dureza e baixa densidade. São de cor branco (N9) a vermelho claro (2,5YR7/6), com variados graus de substituição do material de origem, podendo apresentar grãos siliciclásticos remanescentes em seu interior.

Microscopicamente, os nódulos em arenitos são poucos a comuns, constituídos por calcita microcristalina a microespática, típicos, incipientes a bem desenvolvidos, com textura de grãos siliciclásticos flutuantes, formas circulares a amigdaloidais, contatos graduais a abruptos com o material adjacente e de 1 a 4 mm de diâmetro (Figura 7C). Ocorrem associados a estruturas de bioturbação e intensa cimentação por carbonato de cálcio espático, com cristais de calcita limpos e de limites mal definidos substituindo parcial ou totalmente os grãos e, principalmente, a matriz argilosa.

Nos horizontes de paleossolo em que há o desenvolvimento de nódulos, estruturas pedogênicas apresentam baixo a moderado grau de pedalidade. Os nódulos são comuns e, microscopicamente, são típicos, de composição micrítica, incipientes a bem desenvolvidos, com formatos circulares e ~1 mm de diâmetro. O fundo matricial reliquiar comumente apresenta concentrações de oxi-hidróxidos de ferro e argilas (ferriargilãs).

Calcrete laminar

Ocorre em horizontes de paleossolo com alto grau de desenvolvimento pedogênico. É formado por laminações sub-horizontais de calcita espática, de 1 a 2 mm de espessura, que apresentam ondulações, bifurcações e continuidade lateral limitada a cerca de 1 m (Figura 5C).

Microscopicamente, esses horizontes são caracterizados por material de origem constituído por arenito fino, moderadamente a muito mal selecionado, anguloso a arredondado e matriz argilosa. As argilas apresentam feições de organização pedológica, tais como estruturas do tipo esquelsépica e, localmente, podem apresentar feições de infiltração mecânica.

Cimentação e substituição por carbonato microespático a espático ocorrem de maneira intensa, substituindo principalmente a matriz argilosa, ou como vênulas espáticas. Os cristais espáticos são limpos e não apresentam faces bem definidas, enquanto cristais microespáticos apresentam aspecto terroso, devido à influência da matriz argilosa. Franjas isópacas ao redor dos grãos siliciclásticos ocorrem em regiões com maior grau de cimentação e feições biogênicas, tais como pedotúbulos e *Microcodium*, são frequentes (Figura 7D).

Calcrete hardpan

Forma camadas extremamente endurecidas e cimentadas de carbonato de cálcio, localizadas no topo de perfis de paleossolo,

que apresentam associações entre feições de brecha, vênulas e nódulos carbonáticos (Figura 5D). As brechas apresentam fragmentos angulosos de arenitos cimentados, com diâmetro de 0,5 a 2,0 cm, contornos mal definidos e delimitados por lâminas de calcita microcristalina. Os nódulos ocorrem de forma dispersa, são irregulares, com diâmetro de 1 a 2 cm, alta dureza e de cor branco (N9). Camadas sub-horizontais descontínuas de calcita microcristalina, com até 2 cm de espessura, ocorrem pelo intervalo e são cortadas por vênulas de calcita espática sem nenhuma direção preferencial, assim como nas brechas e nos nódulos.

Microscopicamente, é constituído por diferentes domínios. Domínios de trama cristáltica são caracterizados por grãos flutuantes imersos em matriz argilosa cimentada por carbonato microcristalino, que gradaciona localmente para domínios microespáticos a espáticos. Ocorre associado a cutãs de argila de revestimento de poros e a nódulos carbonáticos constituídos por calcita microcristalina.

Domínios constituídos por lama micrítica apresentam estrutura maciça a grumosa e encontram-se parcialmente neomorfidados para microespato e pseudoespato. Carbonato microcristalino remanescente do processo de neomorfismo agradacional gera laminações micríticas descontínuas e irregulares, enquanto regiões micríticas fraturadas são preenchidas por cimento espático drusiforme ou mosaicos equigranulares blocosos. Ostracodes e carófitas ocorrem dispersos na lama micrítica (Figura 7E).

Domínios de crostas pisolíticas intercalam-se a domínios de cimento espático equigranular e regiões dominadas por tramas cristálticas. As crostas pisolíticas formam lâminas irregulares com cerca de 0,1 mm de espessura e apresentam grande diversidade de feições associadas, tais como ooides, pisoides (Figura 7F), *Microcodium*, ostracodes e carófitas. Sobre as crostas são comuns feições de impregnação por oxi-hidróxidos de manganês, domínios de argilas orientadas e ferriargilãs, microlaminados ou não, de estrutura típica ou crescente. Ferriargilãs não laminados e com extinção difusa também ocorrem preenchendo canais de forma densa a incompleta. Vênulas espáticas cortam domínios de material siliciclástico pouco cimentado e podem apresentar esferulitos carbonáticos isolados ou coalescidos.

Interpretação

Nas camadas de arenitos, a predominância de nódulos disórticos, isto é, de limites abruptos com o material adjacente poderia sugerir processos de pedoturbação (Wright e Tucker, 1991). Por ocorrerem associados a depósitos com proeminente mosqueamento e estruturas sedimentares, é possível relacioná-los a processos diagenéticos, visto que nódulos formados por influência do freático tendem a ocorrer distribuídos em planos de estratificações ou acamamentos (Khadkikar et al., 1998).

Os nódulos presentes em paleossolos foram formados por processos pedogênicos, correspondendo aos estágios II e III de calcificação de horizontes de Gile et al. (1966) – apesar de a presença de cimentação pontual a intensa por

carbonato de cálcio espático indicar sobreposição de processos diagenéticos em algumas amostras.

Em calcretes laminares, a presença de microfeições biogênicas em paleossolos (Wright, 1990), como tubos de raízes e *Microcodium*, corroboram a origem pedogenética dessas estruturas, as quais foram formadas sob modelo rizogênico (Wright et al., 1995) a partir do acúmulo de carbonato de cálcio ao redor das raízes — calcificação extracelular — ou da calcificação intracelular das mesmas (Klappa, 1980).

Os calcretes *hardpans* têm origem poligenética, devido à sobreposição de feições associadas a processos pedogênicos (tramas cristalíticas, *Microcodium*, esferulitos e rizotúbulos), palustres (micrita deposicional, fraturas por dessecamento, impregnação por oxi-hidróxidos de manganês, ostracodes e carófitas) e diagenéticos (neomorfismo agrádacional e cimento de calcita espático blocoso).

A lama micrítica formada em contexto palustre, possivelmente contribuiu para a diminuição da permosporidade do substrato, dificultando a capacidade de infiltração e percolação de águas meteóricas e induzindo processos de escoamento e movimentação lateral da água presente na zona vadosa e na superfície, ocasionando na formação de pisólitos e oolitos (Eren et al., 2008).

DISCUSSÃO

As duas unidades estudadas refletem estágios diferenciados de calcretização da Formação Marília na região do Triângulo Mineiro, a partir de sucessões siliciclásticas depositadas sob mesmo contexto deposicional.

A preponderância de feições palustres e sobreposição de processos diagenéticos freáticos nos depósitos sedimentares e paleossolos que constituem o Membro Ponte Alta, indica condições climáticas semiáridas com períodos de maior pluviosidade durante sua formação (Platt e Wright, 1992; Alonso-Zarza, 2003), o que contribuiu para a elevação do nível freático e provável alagamento de paleossolos e planícies de inundação (Figura 8A). Ademais, outros fatores podem ter contribuído para a forte diagênese freática no Membro Ponte Alta, tal como elevada taxa de subsidência local da bacia — momento no qual o nível freático se aproxima da superfície (Huerta e Armenteros, 2005) —, visto que calcretes freáticos podem ser formados a dezenas de metros de profundidade, com ou sem influência de plantas freatofíticas (Semeniuk e Meagher, 1981).

No Membro Serra da Galga, a presença de cimentação freática — em proporções variáveis — por toda a sucessão indica que o lençol freático sempre esteve próximo à superfície deposicional em áreas planas (Figura 8B). As altas condições de poro-permeabilidade são responsáveis pela maior calcretização nos depósitos areno-conglomeráticos em relação aos arenitos, processo gerado em momentos em que o lençol freático interceptava o eixo das estruturas canalizadas, dominadas por sedimentos grossos de carga de fundo, de maneira

similar aos *trunk valley calcretes* no oeste da Austrália (Arakel, 1986), os quais são considerados calcretes freáticos.

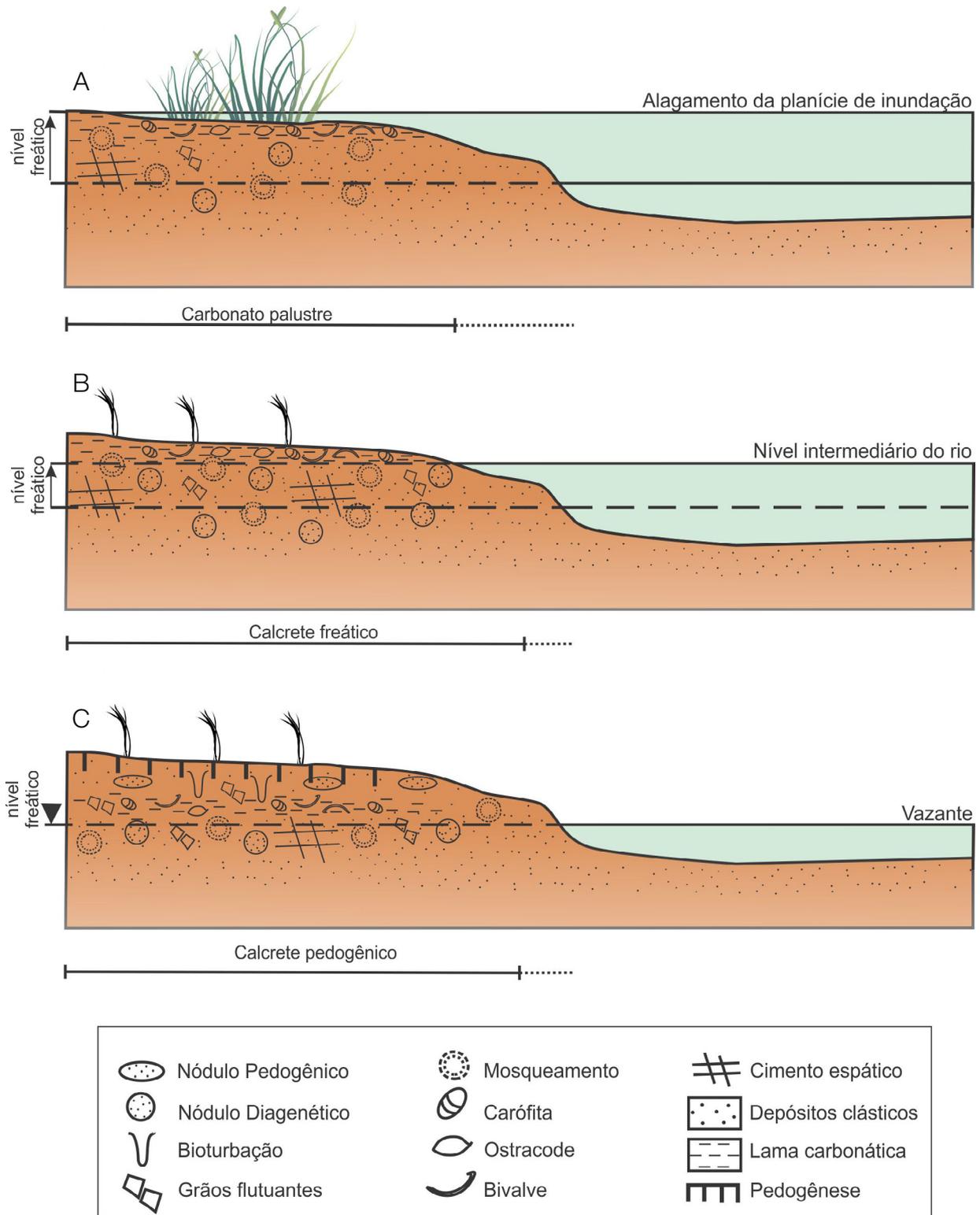
Os Vertissolos tiveram desenvolvimento restrito a interflúvios e regiões marginais aos canais fluviais — áreas dominadas por sedimentos da planície de inundação. Esse tipo de solo reflete fases de contração e expansão do conteúdo de argila presente, causadas por ciclos de dessecamento e encharcamento do solo, como consequência de variações nas precipitações. Quantidades restritas de água durante estações secas favoreceram a acumulação carbonática e o desenvolvimento de calcretes pedogênicos nesses perfis de solo (Goldberg e Garcia, 2000), conforme Figura 8C. A passagem de perfis de Vertissolos com calcretes pedogênicos para carbonatos palustres no topo dos perfis, reflete condições de aumento de umidade e subida gradual do nível freático, culminando na formação de áreas alagadas e na atuação de processos eodiagenéticos freáticos associados (Alonso-Zarza, 2003). A recarga das áreas alagadas se dá pelo movimento de subida do lençol freático de forma: lateral — a partir dos canais fluviais; ou axial — a partir da direção do fluxo dos lençóis que acompanham em subsuperfície o sentido dos canais fluviais desde as cabeceiras dos rios (Sanz et al., 1995).

Transições entre calcretes pedogênicos e freáticos e carbonatos palustres/lacustres têm sido muito documentadas, como em exemplos do Mioceno da Bacia Duero na Espanha (Sanz et al., 1995; Huerta e Armenteros, 2005), do Oligo-Mioceno da Depressão Farafrá no Egito (Wanas e Soliman, 2014) e do Eocretáceo-Paleogeno da Bacia do Paraná no Uruguai (Tófaló e Pazos, 2010). Na área de estudo, considerando a espessura dos depósitos palustres, a geometria das camadas e a presença de sais de anidrita e gipsita, tais áreas alagadas foram implantadas sucessivamente em regiões caracterizadas por baixos gradientes e pequenas espessuras de lâmina d'água, associadas a altas taxas de evaporação. Em momentos de maior aridez, o nível do lençol freático rebaixa e processos pedogênicos e eodiagenéticos vadosos passam a predominar.

CONCLUSÃO

As sucessões siliciclásticas que constituem a Formação Marília na região de Uberaba foram interpretadas como sistema fluviais entrelaçados associados a planícies de inundação bem estabelecidas, as quais apresentavam o desenvolvimento de perfis de solos e/ou mantinham-se como áreas alagadas por períodos mais ou menos contínuos, sob condições palustres.

Foram caracterizados quatro tipos de calcretes no Membro Ponte Alta (nodular, brechoso, venular e maciço) e três no Membro Serra da Galga (nodular, laminar e *hardpan*). Calcretes e carbonatos palustres sugerem períodos e áreas com reduzido aporte sedimentar clástico, onde o clima exerce importante controle. Ambientes palustres são caracterizados por sua natureza intermitente, de modo que os depósitos demonstram



condições favoráveis à precipitação de carbonato, devido à presença de lâmina d'água pouco espessa e sobresaturada em saís, submetida a intensa evaporação. Tal processo leva à exposição subaérea do substrato carbonático, que fica sujeito a processos pedogênicos e diagenéticos, em períodos de vazante dos rios ou rebaixamento do nível freático.

O limite entre processos pedogênicos, eodiagenéticos e palustres não é claro. No entanto, a sobreposição de feições palustres, pedogênicas e diagenéticas indica que, no ambiente deposicional da Formação Marília, a dinâmica sedimentar do sistema fluvial e do paleoaquífero favoreceu o desenvolvimento desses processos de maneira recorrente no tempo. Desse modo, as inter-relações de feições macro e microscópicas de calcretes e carbonatos palustres, associadas à caracterização e à análise mineralógica de paleossolos, auxiliaram na construção de um modelo paleoambiental para a Formação Marília na região de Uberaba.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Programa de Formação de Recursos Humanos da Petrobras (PFRH-PB-218 – Biossedimentologia) pela concessão da bolsa de estudos e suporte financeiro, e à CAPES, ao CNPq e à FAPEMIG pelo auxílio financeiro durante a realização do estudo.

REFERÊNCIAS

- Allen, J. R. L. (1967). Notes on some fundamentals of paleocurrent analysis, with reference to preservation potential and sources of variance. *Sedimentology*, 9, 75-88.
- Allen, J. R. L. (1983). Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets low-sinuosity braided streams in the Brownstones (Lower Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, 33, 237-293.
- Alonso-Zarza, A. M. (2003). Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 60, 261-298.
- AlShuaibi, A. A., Khalaf, F. I. (2011). Development and lithogenesis of the palustrine and calcrete deposits of the Dibdibba Alluvial Fan, Kuwait. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42, 423-439.
- Arakel, A. V. (1986). Evolution of calcrete in palaeodrainages of the lake Napperby area, Central Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 54, 283-303.
- 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 (Livre-Docência). Rio Claro: Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”.
- 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. *VI Simpósio Regional de Geologia* (v. 1, 313-321). Rio Claro: SBG.
- Basilici, G., Dal’ Bó, P. F. F., Ladeira, F. S. B. (2009). Climate-induced sediment-palaeosol cycles in a Late Cretaceous dry aeolian sand sheet: Marília Formation (North-West Bauru Basin, Brazil). *Sedimentology*, 56, 1876-1904.
- Batezelli, A. (2003). *Análise da sedimentação cretácea no triângulo mineiro e sua correlação com áreas adjacentes*. Tese (Doutorado). Rio Claro: Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”.
- Brewer, R. (1976). *Fabric and mineral analysis of soils*. New York: John Wiley & Sons.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerijs, A., Stoops, G., Tursina, T. (1985). *Handbook for soil thin section description*. Wolverhampton: Waine Research.
- Capilla, R. (2002). *Mapeamento geológico, caracterização litofaciológica e estratigráfica das sucessões siliciclásticas da Formação Marília na região de Uberaba – MG*. Tese (Doutorado). Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Catt, J. A. (1990). Paleopedology manual. *Quaternary International*, 6, 1-95.
- Dias-Brito, D., Musacchio, E. A., de Castro, J. C., Maranhão, M. S. A. 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.
- Eren, M., Kadir, S., Hatipoglu, Z., Gul, M. (2008). Quaternary calcrete development in the Mersin Area, Southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 763-784.
- Esteban, M., Klappa C. F. (1983). Subaerial exposure environments. In: P. A. Scholle, D. G. Bebout, C. H. Moore (Eds.), *Carbonate Depositional Environments* (1-196). American Association of Petroleum Geologists Memoir 33.
- 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(2), 333-352.

- Fernandes, L. A. (1998). *Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)*. Tese (Doutorado). São Paulo: Universidade de São Paulo.
- Fernandes, L. A. (2010). Calcretes e registros de paleossolos em depósitos continentais neocretáceos (Bacia Bauru, Formação Marília). *Revista Brasileira de Geociências*, 40(1), 19-35.
- 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.
- Fernandes, L. A., Ribeiro, C. M. M. (2015). Evolution and palaeoenvironment of the Bauru Basin (Upper Cretaceous, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 61, 71-90.
- Freytet, P. (1973). Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc (Southern France). *Sedimentary Geology*, 10, 25-60.
- Friend, P. F. (1983). Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. In: J. D. Collinson, J. Lewis (Eds.), *Modern and Ancient Fluvial Systems* (345-354). International Association of Sedimentologists, Special Publication 6.
- Garcia, A. J. V., Rosa, A. A. S., Goldberg, K. (2005). Paleoenvironmental and paleoclimatic control on early diagenetic processes and fossil record in Cretaceous continental sandstones of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 19, 243-258.
- Gile, L. H., Peterson, F. F., Grossman, R. B. (1966). Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Science*, 101, 347-360.
- Goldberg, K. (1995). *Reconstituição paleoambiental do Cretáceo continental brasileiro na região do Triângulo Mineiro*. Dissertação (Mestrado). São Leopoldo: Centro de Ciências Tecnológicas, Universidade do Vale do Rio dos Sinos.
- 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.
- Huerta, P., Armenteros, I. (2005). Calcrete and palustrine assemblages on a distal alluvial-floodplain: A response to local subsidence (Miocene of the Duero basin, Spain). *Sedimentary Geology*, 177, 253-270.
- 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.
- Klappa, C. F. (1980). Rizoliths in terrestrial carbonates: Classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27, 613-629.
- Kraus, M. J. (1999). Paleosols in clastic sedimentary rocks: Their geologic applications. *Earth-Science Reviews*, 47, 41-70.
- Machette, M. N. (1985). Calcic soils of the south-western United States. *Geological Society of America Special Paper*, 203, 1-21.
- Mack, G. H., James, W. C. (1994). Paleoclimate and the global distribution of paleosols. *Journal of Geology*, 102, 360-366.
- Maoski, E. (2012). *Gênese dos calcretes da Formação Marília no Centro-Oeste Paulista e Triângulo Mineiro, Bacia Bauru (Ks)*. Dissertação (Mestrado). Curitiba: Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.
- McBride, E. F. (1963). A classification of common sandstone. *Journal of Sedimentary Petrology*, 33, 664-669.
- Menegazzo, M. C., Catuneanu, O., Chang, H. K. (2016). The South American retroarc foreland system: The development of the Bauru Basin in the back-bulge province. *Marine and Petroleum Geology*, 73, 131-156.
- Miall, A. D. (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers deposits: a summary. In: A. D. Miall (Ed.), *Fluvial Sedimentology* (597-604). Canadá: Canadian Society of Petrology and Geology Memoir 5.
- Miall, A. D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. New York: Springer-Verlag.
- Pimentel, N. L., Wright, V. P., Azevedo, T. M. (1996). Distinguishing early groundwater alteration effects from pedogenesis in ancient alluvial basins: examples from Palaeogene of southern Portugal. *Sedimentary Geology*, 105, 1-10.
- Platt, N. H., Wright, V. P. (1992). Palustrine carbonates at the Florida Everglades: towards an exposure index for the fresh-water environment. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 1058-1071.

- Praça Leite, M. G., Gomes, N. S., Santos, M. C., Oliveira, A. D. (1995). Considerações sobre o ambiente deposicional do Membro Serra da Galga, Cretáceo da Bacia do Paraná. *Simpósio de Geologia de Minas Gerais* (8, 113-114). Diamantina: SBG/MG.
- Retallack, G. J. (2001). *Soils of the past: an introduction to paleopedology*. London: Allen and Unwin.
- Ribeiro, D. T. P. (2001). Diagenese das rochas do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru (Cretáceo da Bacia do Paraná), na região de Uberaba, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(1), 7-12.
- 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.
- Sanz, M. E., Alonso-Zarza, A. M., Calvo, J. P. (1995). Carbonate pond deposits related to semi-arid alluvial systems: examples from the Tertiary of the Madrid Basin, Spain. *Sedimentology*, 42, 437-452.
- Semeniuk, V., Meagher, T. D. (1981). Calcrete in Quaternary coastal dunes in southwestern Australia: a capillary-rise phenomenon associated with plants. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51(1), 47-68.
- Soares, P. C., Landim, P. M. B., Fulfaro, 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(3), 177-185.
- Soil Survey Staff. (1993). *Soil survey manual*. Handbook. Washington, D.C: U.S Department of Agriculture, Natural Resource Conservation Service 18.
- Soil Survey Staff. (2014). *Keys to soil taxonomy*. Washington, D.C: U.S. Department of Agriculture, Natural Resource Conservation Service.
- Suguio, K. (1973). *Formação Bauru. Calcários e sedimentos detríticos associados*. Tese (Livro Docência). São Paulo: Universidade de São Paulo.
- Suguio, K., Barcelos, J. H. (1983). Calcretes of the Bauru Group (Cretaceous), Brazil: petrology and geologic significance. *Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo*, 14, 31-47.
- Tófaló, O. R., Pazos, P. J. (2010). Paleoclimatic implications (Late Cretaceous-Paleogene) from micromorphology of calcretes, palustrine limestones and silcretes, southern Paraná Basin, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 665-675.
- Tooth, S. (2005). Splay formation along the lower reaches of ephemeral rivers on the northern plains of arid central Australia. *Journal of Sedimentary Research*, 75, 636-649.
- Walker, R. G. (2006). Facies models revisited: Introduction. In: R. G. Walker, H. Posamentier (Eds.), *Facies Models Revisited* (1-17). Tulsa, Oklahoma: SEPM Special Publication 84.
- Wanas, H. A., Soliman, H. E. (2014). Calcretes and palustrine carbonates in the Oligo-Miocene clastic-carbonate unit of the Farafra Oasis, Western Desert, Egypt: Their origin and paleoenvironmental significance. *Journal of African Earth Sciences*, 95, 145-154.
- 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* (401-407). Developments in Soil Science, 19. Amsterdam: Elsevier.
- Wright, V. P., Platt, N. H. (1995). Seasonal wetland carbonate sequences and dynamic catenas: a re-appraisal of palustrine limestones. *Sedimentary Geology*, 99, 65-71.
- Wright, V. P., Platt, N. H., Marriot, S. B., Beck, V. H. (1995). A classification of rhizogenic (root-formed) calcretes, with examples from the Upper Jurassic – Lower Carboniferous of Spain and Upper Cretaceous of southern France. *Sedimentary Geology*, 100, 143-158.
- Wright, V. P., Tucker, M. E. (1991). Calcretes: An introduction. In: V. P. Wright, M. E. Tucker (Eds.), *Calcretes* (1-22). Oxford: Blackwell.
- Zalan, P. V., Wolf, S., Conceição, J. C. J., Marques, A., Astolfi, M. A. M., Vieira, I. S., Appi, C. T., Zanotto, O. A. (1990). Bacia do Paraná. In: G. P. Raja Gabaglia, E. J. Milani (Eds.), *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares* (135-168). Rio de Janeiro: Gávea.
- Zuffa, G. G. (1985). Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. In: G. G. Zuffa (Ed.), *Provenance of Arenites* (165-18). Dordrecht: NATO-ASI Series C. D. Reidel Pub. Co.