

**MAPA LITOESTRATIGRÁFICO DA PARTE ORIENTAL DA
BACIA BAURU (PR, SP, MG), ESCALA 1:1.000.000**
*LITHOSTRATIGRAPHIC MAP OF THE BAURU BASIN
EASTERN PART (PR, SP, MG), SCALE 1:1.000.000*

Luiz Alberto FERNANDES¹

RESUMO

A Bacia Bauru é uma bacia continental interior do Neocretáceo (Coniaciano-Maastrichtiano), desenvolvida no centro-sul da Plataforma Sul-Americana. Acumulou uma seqüência sedimentar essencialmente arenosa, que ocorre em área de cerca de 370.000 km². Tem por substrato rochas vulcânicas, sobretudo basaltos da Formação Serra Geral (Cretáceo Inferior). A área do mapa corresponde à parte oriental da bacia, com cerca de 180.000 km². A seqüência neocretácea é composta por dois grupos cronocorrelatos: Caiuá (formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio) e Bauru (formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente e Marília, incluindo os Analcimitos Taiúva).

Palavras-chave: Bauru, Caiuá, Cretáceo, Paraná, Estratigrafia.

EXTENDED ABSTRACT

The Bauru Basin is a Late Cretaceous (Coniacian-Maastrichtian) interior continental basin developed as a result of subsidence of the central-southern part of the South-American Platform. It spreads over an area of approximately 370,000 km² and is filled by a sandy sequence with a preserved maximum thickness of 300 meters. The substratum is made up of volcanic rocks (mainly basalts) of the Serra Geral Formation (Early Cretaceous). The map area corresponds to the eastern part of the basin, with about 180,000 km² (west of São Paulo, southwest of Minas Gerais, northwest of Paraná), located between the coordinates 18°S to 25° S and 47° W to 54° W (Figure 1). The Upper Cretaceous sequence is composed by two partially contemporaneous groups (Figure 2): Caiuá (Rio Paraná, Goio Erê and Santo Anastácio formations) and Bauru (Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente, and Marília formations, including the Taiúva analcimites).

¹ Universidade Federal do Paraná – Departamento de Geologia <lufernandes@ufpr.br; lualfernandes@uol.com.br>

The intensification of the tectonic activities at the north-northeastern and eastern margins, and probably also at the northwestern margin, caused significant changes in the paleogeographic scenario, promoting progradation of alluvial fans. At the same time, climatic changes increased the humidity in the marginal zones. These changes mark the beginning of the sedimentary phase during which important fluvial systems from northeast to southwest were established between the marginal zone and the inland *Caiuá Desert*. During the uplift of the margins, the intrusion of several alkaline magmatic bodies cause extrusive magmatism near the eastern border (Taiúva analcimites), as well as localized silicification in the southern border.

All known fossil occurrences are located in the eastern part of the basin and were paleogeographically controlled. They comprise bone remains, mainly from reptiles -crocodiles, turtles, dinosaurs -, as well as amphibians, fishes, mollusks, crustaceans, and oogones of charophytic algae. The main occurrences are from fluvial flood plain deposits and ephemeral lagoons in the interior of the basin, as well as from those of braided water flows and lagoons located in zones of marginal alluvial fans. In the interior of the basin the hot desertic condition prevailed during the two phases of sedimentation.

Key-words: Bauru, Caiuá, *Cretaceous*, Paraná, *Stratigraphy*.

INTRODUÇÃO

O mapa da parte oriental da Bacia Bauru compreende área de cerca de 180.000 km², situada entre as coordenadas 18° e 25° S, e 47° e 55° W (figura 1). Corresponde à porção centro-ocidental do Estado de São Paulo, noroeste do Paraná, leste de Mato Grosso do Sul e ao Triângulo Mineiro. A Bacia Bauru formou-se no início do Neocretáceo, após a ruptura do continente gondwânico, no centro-sul da Plataforma Sul-Americana. Constitui uma bacia do tipo interior, desenvolvida por compensação isostática, decorrente do acúmulo de quase 2.000 m de lavas basálticas, ocorrido no Eocretáceo (magmatismo Serra Geral).

A bacia acumulou uma seqüência sedimentar predominantemente arenosa, em clima semi-árido a árido, que hoje tem espessura máxima preservada de cerca de 300 m e área de 370.000 km². A seqüência suprabasáltica neocretácea (SSN) tem como substrato rochas vulcânicas, principalmente basaltos, da Formação Serra Geral (Grupo São Bento), da qual é separada por não-conformidade. O limite superior da seqüência é erosivo, demarcado pela Superfície Sul-Americana ou sua posterior dissecação.

LITOESTRATIGRAFIA DA BACIA BAURU

A seqüência suprabasáltica neocretácea é composta pelos grupos Bauru e Caiuá (Fernandes & Coimbra 2000a; figura 2). Seu contato basal é discordante (não-conformidade), sobretudo com basaltos da Formação Serra Geral (Gr. São Bento). Na base da seqüência geralmente ocorre delgado estrato de aspecto brechóide com clastos angulosos de basalto, sustentado por matriz arenosa imatura. Esse intervalo passa por rareamento de clastos a arenitos maciços e imaturos, não raro com cimento carbonático. A passagem lateral entre os grupos Caiuá e Bauru é gradual e interdigitada.

GRUPO CAIUÁ

O Grupo Caiuá ocorre nos Estados do Paraná, São Paulo e Mato Grosso do Sul. Provavelmente aflora, de modo restrito, no extremo nordeste do Paraguai. É composto pelas formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio. As três unidades apresentam cores entre marrom-avermelhado e arroxeado, mais pálido para a última, características de depósitos tipo *red beds*.

Formação Rio Paraná

A Formação Rio Paraná ocorre na parte meridional da bacia (figura 1). Apresenta as maiores espessuras preservadas no NW do Paraná, com 277 m em Altônia; 205 m em Terra Rica (Bigarella & Mazuchowski 1985) e no Pontal do Paranapanema (SP). Raras vezes expõe-se de modo contínuo, em desníveis de até 200 m, como nas vertentes dos morros dos Três Irmãos (Terra Rica, PR) e do Diabo (Teodoro Sampaio, SP), tais elevações sustentadas devido à silicificação dos arenitos (Fernandes et al. 1993).

A Formação Rio Paraná tem seção-tipo definida em cortes da eclusa da usina hidrelétrica Eng. Sérgio Motta, no Pontal do Paranapanema (Fernandes & Coimbra 1994). Outras boas exposições da unidade estão no km 501 da rod. BR 376 (Paranavaí, PR) e em paredões de até 15 m de altura, na margem esquerda do Rio Paraná (e.g. imediações de Porto São José e Porto Rico, PR; de Presidente Epitácio, SP). Repousa diretamente sobre basaltos da Formação Serra Geral, da qual é separada por não-conformidade. Na sua base ocorre estrato de aspecto brechóide, de até 1 m de espessura, constituído de arenito lamoso maciço, imaturo, com fragmentos centimétricos de basalto, nódulos de esmectita e carbonato, freqüentemente cimentados por carbonato. Tem contato lateral gradual com a Formação Goio Erê.

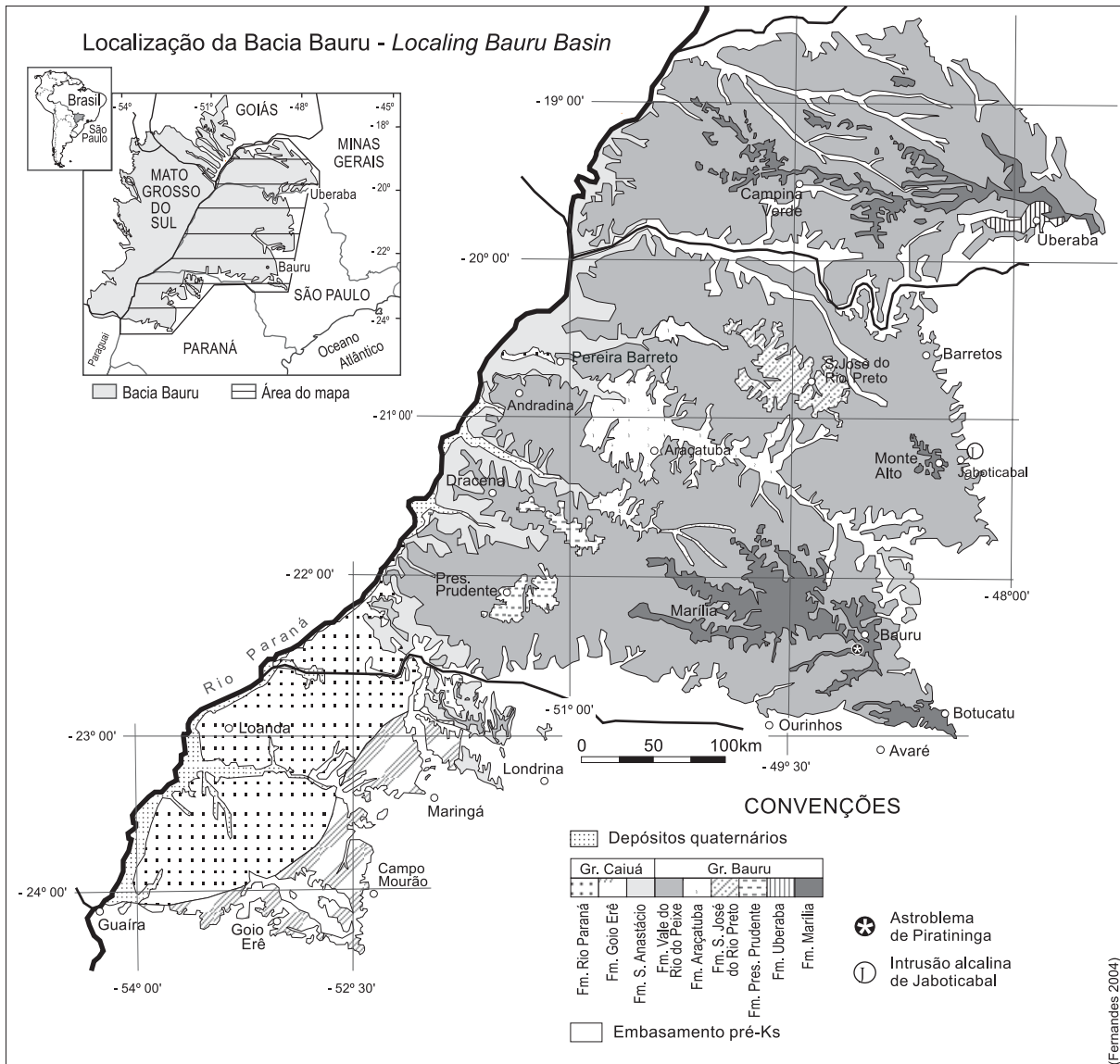
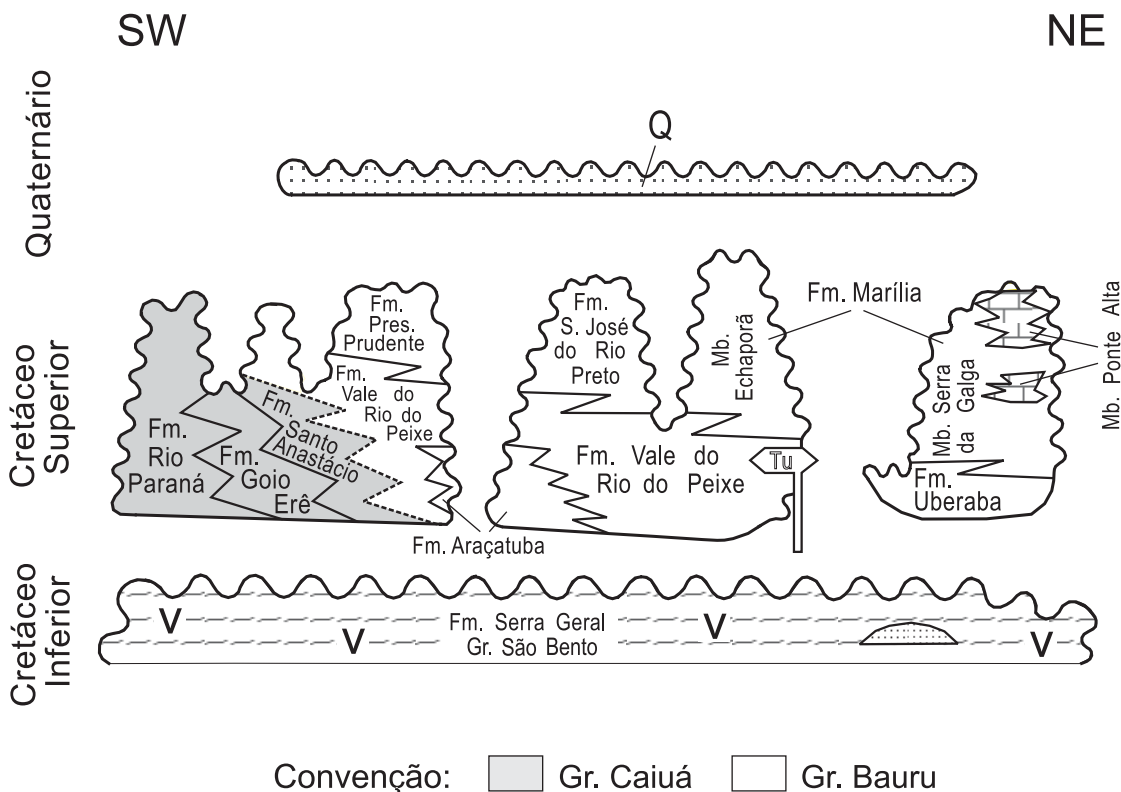


Figura 1: Mapa litoestratigráfico da parte oriental da Bacia Bauru. Lithostratigraphic map of the Bauru Basin eastern part.

A Formação Rio Paraná é constituída por arenitos quartzosos marrom-avermelhados a arroxeados, finos a muito finos (raramente médios a grossos), supermaturos quanto à composição mineral e de boa maturidade textural. Exibem típica estratificação cruzada de médio a grande porte, com sets de até 10 m de altura, limitados por superfícies de truncamento de 2ª ordem de baixa inclinação, algumas vezes com estratos submétricos de lamitos arenosos maciços intercalados. Os arenitos são bem selecionados por lâmina ou estrato, com pouca matriz silto-argilosa (Fernandes et al. 1994). Os grãos exibem superfície fosca encoberta por

película ferruginosa. Às vezes observam-se feições de deslizamentos por gravidade, como lentes de fluxo de grãos (*grain flow*), estratificação contorcida ou tabletes de arenito rotacionados, comuns em depósitos frontais de dunas. Raras vezes apresentam feições de ressecção (*curled mudflakes*). Dobras convolutas de dimensões métricas, entre porções não-deformadas da rocha, descritas no Pontal do Paranapanema, foram interpretadas como sismitos (Coimbra et al. 1992).

A Fm. Rio Paraná corresponde a depósitos de construções eólicas de grande porte (*draas*), complexos de dunas de cristas sinuosas, amalgamadas, de



Fernandes & Coimbra (2000a)

Figura 2: Carta litoestratigráfica da Bacia Bauru (Fernandes & Coimbra 2000a). *Stratigraphic chart of the Bauru Basin.*

região central de *sand sea*. A região formada pelo Pontal do Paranapanema e extremo noroeste do Paraná, onde ocorrem estratificações cruzadas de maior porte foi, provavelmente, a área central do antigo *Deserto Caiuá* (Fernandes & Coimbra 2000b).

Formação Goio Erê:

Essa unidade ocorre apenas no extremo sudeste da bacia, no Paraná (figura 1). Suas maiores espessuras preservadas estão em torno de 50 m. Tem como seção-tipo o corte do km 58,7 da rod. BR 272 (Fernandes & Coimbra 1994) e seção complementar na mesma rodovia (km 59,5). Possui contato transicional com a Formação Rio Paraná e contato por não-conformidade com basaltos da Formação Serra Geral.

A Formação Goio Erê é composta por camadas tabulares com estratificação cruzada, alternadas com outras de aspecto maciço, às vezes com laminação plano-paralela incipiente, ondulações de adesão, *climbing ripples* eólicos e pequenas dobras convolutas, todas descontínuas e mal definidas. É constituída por arenitos

quartzosos, marrom-avermelhados a cinza-arroxeados, finos a muito finos (ocasionalmente médios), subarco-seanos, mineralogicamente maduros e texturalmente submaturos. Os grãos têm superfície fosca, encoberta por película de óxido de ferro. É freqüente o revestimento de poros por esmectita, transformada em caulinita autigênica por processos intempéricos. A cimentação carbonática é comum, localmente formando nódulos e crostas duras. Na base da unidade podem ocorrer intercalações horizontais de arenitos maciços conglomeráticos, de até 1 m de espessura, sustentadas por matriz areno-lamítica. Os clastos são subangulosos, centimétricos, de basalto, ágata, nódulos de argila e carbonato. Essa litofácies foi descrita nos vales dos rios Ligeiro e Goio Erê, ribeirões Tamboara e Anhumai, a oeste-noroeste de Campo Mourão.

A Formação Goio Erê corresponde a depósitos de áreas periféricas de *sand sea*, sujeitas a oscilações do nível freático raso. Formou-se por acumulação em dunas eólicas de porte moderado, de cristas sinuosas, e interdunas úmidas ou aquosas.

Formação Santo Anastácio

A Formação Santo Anastácio ocorre nas calhas dos baixos vales dos afluentes do Rio Paraná em São Paulo e, de modo restrito, no Paraná e em Minas Gerais. Tem espessura máxima preservada de até 100 m e seção-tipo definida no corte da rod. BR 158, entre Presidente Venceslau e Marabá Paulista (SP; Fernandes & Coimbra 1994). Apresenta passagem gradual e interdigitada para as formações Rio Paraná e Vale do Rio do Peixe. Onde repousa diretamente sobre basaltos da Formação Serra Geral, pode-se encontrar delgados estratos basais com fragmentos de basalto imersos em arenito imaturo, semelhantes aos da base das formações Rio Paraná e Goio Erê.

A Formação Santo Anastácio é constituída por estratos arenosos tabulares de aspecto maciço, de espessura decimétrica, com raras intercalações de estratos de lamitos e argilitos. É composta por arenitos quartzosos subarcoseanos, quase sempre maciços, finos a muito finos, pobremente selecionados, com fração silte subordinada, e pequena quantidade de matriz silte-argilosa. Os grãos são subangulosos a subarredondados, foscos, encobertos por uma película de óxido de ferro.

Essa unidade corresponde a depósitos de lençóis de areia, de clima seco, acumulados em extensas e monótonas planícies desérticas, marginais dos grandes complexos de dunas do *sand sea* (Deserto Caiuá).

GRUPO BAURU

O **Grupo Bauru** é composto pelas formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente e Marília. Inclui ainda os Analcimitos Taiúva, rochas vulcânicas localmente intercaladas na seqüência. No lado oriental da bacia, ocorre principalmente em São Paulo, no Triângulo Mineiro (MG) e norte do Paraná (figura 1). Assenta-se sobre basaltos da Formação Serra Geral, do qual é separado por não-conformidade. Apresenta passagem lateral gradual para o Grupo Caiuá.

Formação Vale do Rio do Peixe

Essa é a unidade de maior extensão da parte leste da bacia e constitui o substrato de boa parte do oeste de São Paulo e do Triângulo Mineiro (figura 1). Tem espessura máxima preservada da ordem de 100 m, medida em perfurações de poços de água subterrânea. Corresponde a grande parte da outrora, denominada Formação Adamantina (Soares et al. 1980). A seção-

tipo da Formação Rio do Peixe (Fernandes & Coimbra 2000a) foi descrita no corte do km 87 da rod. SP 457 (SW de Tupã, SP, Vale do Rio do Peixe). Devido à grande extensão da unidade, foram apresentadas seções complementares nos cortes de rodovia das imediações de: Mirante do Paranapanema (rod. SP 272, km 41,8); Monte Aprazível (ombreira da represa Lavinio Luchesi); Andradina (SP 300, ~km 618); Olímpia (saída para Bebedouro), em São Paulo; Santo Inácio, PR (PR 317, km 83,6); Campina Verde, MG (MG 497, km 120,7) e Bariri, SP (rod. Piacatu-Gabriel Monteiro, ~2 km de Piacatu).

A Fm. Vale do Rio do Peixe assenta-se diretamente sobre basaltos da Formação Serra Geral. Passa gradualmente, a oeste e sudoeste, para a Formação Santo Anastácio, encobrindo-a. Nos médios vales dos rios Tietê, Aguapeí e S. José dos Dourados contorna e encobre, por ser em parte contemporânea, a Formação Araçatuba. Geralmente, esse contato é gradual. Todavia, pode apresentar passagem brusca local (diastema), às vezes recorrente. Nestes casos, os contatos são subhorizontais, não erosivos, e refletem o progressivo assoreamento eólico do *Pantanal Araçatuba* (Fernandes et al. 2003), por desertificação e redução das condições paludais. Para o topo, a Formação Vale do Rio do Peixe passa gradualmente para o Membro Echaporá (Fm. Marília), e tem contato marcado por diastemas com as formações Presidente Prudente e São José do Rio Preto. Passa gradualmente para unidades do Grupo Caiuá, no sudoeste e oeste da bacia.

A Formação Vale do Rio do Peixe é composta por camadas de espessura submétrica – estruturação tabular típica –, de arenitos intercalados com siltitos ou lamitos arenosos. Os arenitos são muito finos a finos, marrom-claro rosado a alaranjado, de seleção moderada a boa. Têm aspecto maciço ou estratificação cruzada tabular e acanalada de médio a pequeno porte. Nos estratos “maciços”, podem ocorrer zonas de estratificação/laminação plano-paralela grosseira, formadas por: a) superfícies onduladas (amplitude e comprimento de onda centimétricos), às vezes com laminação interna (*climbings* eólicos); b) ondulações de adesão; ou c) planos bem definidos, com lineação de partição. Localmente apresenta cimentação intensa por CaCO_3 . As intercalações de estratos siltosos são mais frequentes na parte ocidental e norte da área. São de cor creme a marrom, com estrutura maciça ou estratificação plano-paralela pouco definida, fendas de ressecção (no topo, raras), ou ainda feições tubulares de diâmetro milimétrico e comprimento centimétrico, em geral verticais, no topo de estratos (preenchimento de perfurações de pequenos organismos e/ou de raízes; pouco comuns). Embora as litofácies arenosas ainda predomine

minem, há maior frequência de intercalações lamíticas rumo ao Vale do Rio Paraná. No sudoeste da área, a Formação Vale do Rio do Peixe transiciona para unidades de ambiente desértico interior (Santo Anastácio, Goio Erê e Rio Paraná), com aumento da frequência e do porte das intercalações com estratificação cruzada de origem eólica. Na borda leste – região de Matão, SP –, a formação exibe maior imaturidade textural e granulação mais grossa (arenitos finos a médios), embora mantenha suas características básicas (geometria e estruturas sedimentares).

A Formação Vale do Rio do Peixe corresponde a depósitos essencialmente eólicos, acumulados em extensas áreas planas, na forma de lençóis de areia e campos de dunas baixas, associados com depósitos de loesse. Provavelmente, os lamitos foram fixados em depressões, em corpos aquosos rasos e efêmeros, criados em períodos de elevação do nível freático. No km 59 da rod. BR 158, observa-se notável contato entre depósitos de lençóis de areia, em cujo topo ocorrem seções transversais de pequenas dunas barcanas isoladas, sob estratos de loessitos. Ali estratificação cruzada é truncada por superfície horizontal plana (provavelmente relacionada com o antigo nível freático), acima da qual se acumularam os depósitos de loesse. Mais raramente registram-se depósitos de encurradas de

deserto (*wadis*), arenosos ou conglomeráticos, e de corpos aquosos efêmeros assoreados por areias eólicas, mais comuns em posições marginais na bacia. No norte do Paraná, há ocorrência restrita de conglomerados e arenitos conglomeráticos imaturos, ricos em ventifactos, denominada de Litofácies Mairá (Fernandes et al. 1992) interpretados por Fernandes (1998) como depósitos de deflação retrabalhados por encurradas de deserto.

Formação Araçatuba

Ocorre na região de Araçatuba (SP), nos vales dos rios Tietê e Aguapeí/Feio, e seus afluentes (figura 1). Tem espessura máxima da ordem de 70 m (Brandt Neto 1977). Nas imediações de Tarabaí (SW de Presidente Prudente), Flora Rica (SE de Dracena) e Itajobi (SE de S. José do Rio Preto) ocorrem exposições isoladas, de pequena extensão. Sua seção-tipo situa-se no corte da rod. SP 300, km 548,5, próximo à cidade de Araçatuba (Fernandes et al. 2003). Seções complementares situam-se nos cortes das rod. SP 425 (km 348,7; Vale do Rio Aguapeí) e SP 333 (km 224, próximo à represa de Promissão). Neste último, nos limites da área de ocorrência da unidade, observam-se corpos de *geometria* sigmóide. A unidade repousa sobre basaltos da Formação Serra Geral e interdigita-se com a Formação

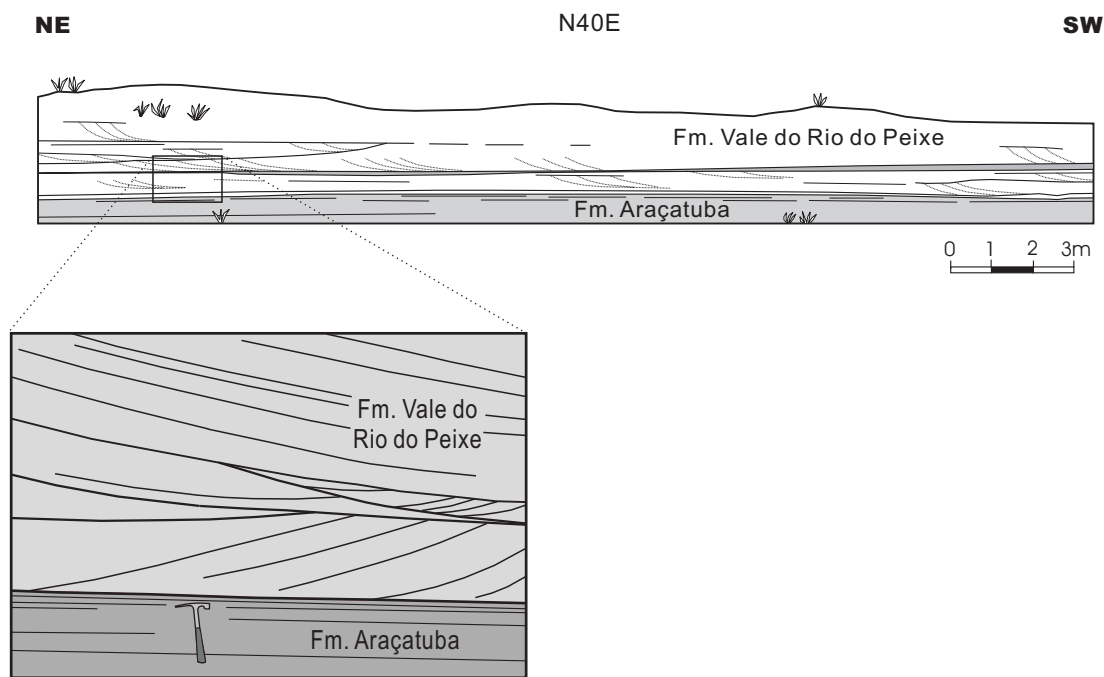


Figura 3: Contato entre as formações Araçatuba e Vale do Rio do Peixe: evidência do soterramento do antigo pantanal Araçatuba por depósitos de dunas eólicas. Local: corte do km 329 da rod. SP 425, próximo de Clementina, SP. (UTM: 556841/7613565). *Stratigraphic contact between Araçatuba and Vale do Rio do Peixe formations: evidence of the Araçatuba swamp covered by eolian dune deposits. Location: SP 425 highway, km 329, close to Clementina.*

Vale do Rio do Peixe, que lhe encobre regionalmente (figura 3). Embora bem definido, o contato entre as formações Vale do Rio do Peixe e Araçatuba é plano e sem feições de erosão do topo da unidade inferior. Seu caráter recorrente pode ser observado em vários locais, onde se manifesta como alternância das unidades, até o domínio da superior (Vale do Rio do Peixe).

A Formação Araçatuba caracteriza-se por sucessões de estratos tabulares silto-arenosos de aspecto maciço interno e espessura centimétrica a decimétrica. É composta por siltitos e arenitos muito finos, de cor cinza-esverdeado (típica). Apresenta freqüente cimentação carbonática, que pode formar crostas tabulares horizontais, paralelas à estratificação. Ainda que em geral maciços, os estratos podem apresentar, no topo, estratificação plano-paralela, moldes e pseudomorfos de cristais fibrorradiados (gipsita), pseudomorfos de dolomita (?), gretas de ressecção e marcas de raízes. Nas bordas da área ocorrem corpos com contatos e/ou estratificação interna sigmoidal de baixa inclinação e/ou estratificação contorcida mal definida (deslizamentos subaquosos). No Vale do Rio Tietê, a leste de Araçatuba, ocorrem prováveis moldes de cristais de gipsita (Etchebehere et al. 1991) e moldes de cristais fibrorradiados a 1cm acima das marcas de raízes (Fernandes et al. 2003), indicativos de exposição periódica. Esses autores notificaram também a ocorrência de lâminas de pelitos com moldes de cristais intercalados em siltitos com feições de fluxos trativos de regime inferior e gretas de ressecção.

A Formação Araçatuba acumulou-se em ambiente paludal, de águas salinas rasas e pouco agitadas, sujeitas a períodos de exposição. Nas prováveis bordas do antigo pantanal, hoje são encontrados depósitos de pequenos lobos deltaicos amalgamados e/ou de dunas eólicas baixas (fluidificadas devido a oscilações do nível freático). Verifica-se também o aumento relativo da fração areia fina rumo à periferia da área (zona da interface borda de pântano-lençóis de areia eólicas). A freqüência de feições de ressecção (exposição, vestígios de incipiente vegetação e formação de crostas salinas) é maior na parte superior da unidade.

Formação Uberaba

Essa unidade ocorre apenas nas imediações de Uberaba, onde apresenta espessura máxima preservada de 85 m (Hasui 1968). Tem boas exposições em cortes da antiga ferrovia Fepasa e da rod. BR 050, nas imediações daquela cidade. A seção-tipo para a unidade (Barcelos 1984) situa-se em corte da ferrovia, no cruzamento com a rod. BR 050 (~km 128,4). O contato

inferior da Formação Uberaba corresponde a uma não-conformidade com basaltos da Formação Serra Geral, associado à brecha basal. É encoberta pelo Membro Serra da Galga (Fm. Marília), com contato raras vezes observável.

A Formação Uberaba é uma associação de rochas epiclásticas, de seleção moderada, com notável quantidade de grãos clásticos de perovskita (composição ímpar na bacia). É composta por arenitos muito finos a lamitos siltosos, arenitos finos subordinados, com matriz argilosa; de cor cinza-esverdeado a verde-oliva, típica. Ocorre em estratos tabulares e lenticulares (às vezes com limites sigmoidais – amalgamados de modo complexo –, com intercalações subordinadas de lamitos, todos de espessura decimétrica. Exibem estrutura maciça, estratificação cruzada tabular/acanalada ou laminação plano-paralela. A unidade apresenta, ainda, intercalações menos expressivas de argilitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados de matriz arenosa. Segundo Hasui (1967), a Formação Uberaba inclui grande quantidade de materiais de retrabalhamento de rochas ígneas efusivas e intrusivas básicas, ultrabásicas e intermediárias, alcalinas ou não. Os argilominerais mais freqüentes na unidade são a illita (detritica) e a esmectita (autigênica). Os arenitos são freqüentemente cimentados por CaCO_3 , que algumas vezes formam crostas subhorizontais.

Essa unidade corresponde a depósitos de sistema fluvial entrelaçado, com predomínio de macroformas de acreção a jusante e formas de crescimento lateral restritas (Ferreira & Castro 1996), transporte por fluxos em lençol.

Formação Marília

A Formação Marília é composta por três membros: Serra da Galga, Ponte Alta e Echaporã (Barcelos & Suguio 1987). Os membros Serra da Galga e Ponte Alta ocorrem apenas no Triângulo Mineiro (MG), no nordeste da área. Em São Paulo, a Formação Marília é representada apenas pelo seu Membro Echaporã, que também aflora no Triângulo Mineiro. Devido à escala do levantamento, não foi possível apresentar e discriminar os membros da Formação Marília no mapa, embora suas principais características sejam descritas separadamente na legenda. As relações estratigráficas entre eles foram estabelecidas com base em dados de campo.

Membro Serra da Galga: Ocorre apenas na borda nordeste da bacia, no Triângulo Mineiro. Sua espessura máxima preservada é da ordem de 110 m (Barbosa et al. 1970). Tem boas exposições em cortes das rodovias BR 050 e 262. O Membro Serra da Galga é

formado por estratos lenticulares de arenitos e arenitos conglomeráticos, de espessura decimétrica a métrica, com freqüente estratificação cruzada tabular a acanalada, de médio a pequeno porte. Apresenta intercalações menos expressivas de lentes de conglomerados e lamitos.

O Membro Serra da Galga tem seção-tipo em corte da antiga caieira da Serra do Veadinho (Peirópolis, MG), que exhibe as principais características da unidade (Fernandes & Coimbra 1994), além de constituir importante sítio paleontológico. O corte da rod. BR 050, km 153, constitui uma seção complementar (Fernandes & Coimbra 2000a).

O Membro Serra da Galga tem contato interdigitado, complexo e irregular, com o Membro Ponte Alta. Em afloramentos, essa passagem corresponde a contatos bem definidos, geralmente entre litofácies não cimentadas (Serra da Galga) e litofácies intensamente cimentadas (Ponte Alta). Tal relação é verificada, p. ex., nos cortes dos km 153 e 149 da rod. BR 050. Todavia, em termos regionais, o Membro Ponte Alta tem passagens graduais para o Serra da Galga, “em todas as direções” (Goldberg 1995). Sobrepe-se à Formação Uberaba, com a qual tem contatos pouco erosivos (diastemas). Supõe-se que passe de modo gradual para o Membro Echaporã – estratigraficamente correlato –, a oeste. Em geral, ocorre sob cobertura quaternária elúvio-coluvial arenosa, de cor avermelhada típica, que forma a parte superior dos chapadões regionais.

O Membro Serra da Galga é composto por arenitos imaturos, grossos a finos, freqüentemente conglomeráticos, de cores amarelo pálido a avermelhado; e lamitos de cor marrom, às vezes com clastos esparsos, imersos na matriz. Em geral, os arenitos apresentam estratificação cruzada tabular tangencial na base e acanalada, de médio a pequeno porte. Os clastos das litofácies conglomeráticas são mal selecionados, de dimensões e grau de arredondamento variados. Embora comumente centimétricos, podem medir desde alguns milímetros até 20 cm. São constituídos de quartzo, quartzito, calcedônia, nódulos carbonáticos remobilizados, arenitos, pelitos, fragmentos de basalto e outras possíveis rochas ígneas alteradas, além de fragmentos de ossos. Localmente podem estar imbricados. São sustentados por matriz arenosa, em geral com pouca lama. Parte dos clastos são ventifactos (forma tetraédrica, faces planas e foscas). Os arenitos podem estar parcialmente cimentados por CaCO_3 e, eventualmente, conter crostas de sílex de espessura centimétrica. Suguio & Barcelos (1978) apontaram a presença de *atapulgita* (palygorskita) na unidade, no km 128 da rod. BR 050.

Essa unidade acumulou-se como depósitos de leques aluviais medianos a distais, com sistemas fluviais entrelaçados associados, com eventuais intercalações de depósitos de pequenas dunas eólicas (subordinados). Nesse contexto, ocorrem ainda depósitos de fluxos densos esporádicos (clastos imersos em lamitos). A ausência das litofácies rudáceas proximais típicas, a montante das áreas de ocorrência da unidade, sugere ter havido sua erosão. O Membro Serra da Galga reúne importantes jazigos de ossos de répteis de grande porte da bacia (dinossauros, crocodilos e quelônios).

Membro Ponte Alta: Ocorre no Triângulo Mineiro, em exposições descontínuas, numa faixa de direção NW que passa nos arredores de Ponte Nova e a nordeste de Uberaba. O Membro Ponte Alta tem espessuras entre 10 e 20 m (Suguio et al. 1975). Suas melhores exposições são frentes de lavra de “calcário”, situadas nos arredores de Ponte Alta e na rod. BR 050, entre Uberaba e Uberlândia.

A seção-tipo do Membro Ponte Alta situa-se na Pedreira do Lajeado (desativada), na Serra do Veadinho, próxima de Peirópolis (Fernandes & Coimbra 1994). Tem como seção complementar o corte do km 153 da rod. BR 050, onde faz contato com o Membro Serra da Galga.

O Membro Ponte Alta é formado por *calcários impuros*, designação genérica que agrupa três litotipos, intensamente cimentados por carbonato de cálcio: 1) *calcário arenoso* de aspecto maciço, 2) *calcário conglomerático* de matriz arenosa (conhecidos como *casco-de-burro*), e 3) *calcário fino fragmentado*. Predominam os *calcários arenosos* (imaturos), que constituem corpos lenticulares a tabulares, de espessura decimétrica, algumas vezes com estratificação plano-paralela, prováveis gradações e feições de escavação, mascaradas pela cimentação. Os *calcários conglomeráticos* formam lentes, às vezes com estratificação cruzada de médio porte e base erosiva, sustentadas por matriz arenosa, imatura como o arcabouço. São polimíticos (quartzo, quartzito, arenito, pelitos carbonáticos, basalto e fragmentos de outras rochas alteradas), com clastos subangulosos a subarredondados, centimétricos (2-7 cm; até 15 cm). Os *calcários finos* têm cor levemente esverdeada e textura de mosaico (*pseudobrecha*), similar à estrutura agmatítica de migmatitos. Os fragmentos angulosos, de limites retilíneos, encaixam-se face a face. São separados por “vênulas” de cimento carbonático, formadas por crescimento expansivo (*displacive*). Outra característica da unidade é a concentração local de sílica, na forma de vênulas e crostas subhorizontais (espessura centimétrica; até 20 cm), assim como de revestimento

(geodos) e preenchimento de pequenas cavidades, provavelmente relacionados à formação de calcretes de águas subterrâneas. Os membros Ponte Alta e Serra da Galga ocorrem intimamente associados. Em perfis de sondagens (Suguio et al. 1975) o primeiro constitui intervalo estratiforme – definido por forte cimentação carbonática – no interior do segundo. Regionalmente, a passagem entre as duas unidades é gradual, por variação da intensidade de cimentação, e algumas vezes brusca. O Membro Ponte Alta constitui núcleos ou zonas tabulares interiores do Membro Serra da Galga, diferenciados por intensa cimentação carbonática. Esse contexto concorda com o posicionamento estratigráfico da unidade Ponte Alta proposto por Goldberg & Garcia (1995), assim como com sua gênese, de calcrete de águas subterrâneas, advogada por Silva et al. (1994). Em geral, o Membro Ponte Alta é admitido sobreposto à Formação Uberaba. Considerando-se que constitui núcleos de cimentação interiores do Membro Serra da Galga, suas relações com a Formação Uberaba são as mesmas apresentadas por este último membro.

Desconsiderando-se a cimentação carbonática, que se supõe principalmente posterior, a associação de litofácies que compõe o Membro Ponte Alta sugere deposição em sistema fluvial entrelaçado (fluxos de alta energia e curta duração), de partes medianas a distais de leques aluviais marginais. A mesma do Membro Serra da Galga. Fernandes (1998) supôs que a diferenciação foi pós-sedimentar, pela formação de zonas de calcretes de águas subterrâneas (Mb. Ponte Alta). Isso não exclui a cimentação eodiagenética, aparentemente de menor expressão, indicada por vestígios de paleossolos e concentração de clastos em paleopavimentos.

Membro Echaporã: Ocorre na parte superior de espigões regionais, nas margens leste e norte da bacia, sustentando planaltos escarpados, digitiformes, mais expressivos nas regiões de Marília–Echaporã, Monte Alto (SP) e de Campina Verde (MG). Tem as maiores espessuras em São Paulo, onde alcança até 180 m (Almeida et al. 1980). Tais valores talvez sejam superestimados, pois podem incluir a Formação Vale do Rio do Peixe (sotoposta). Tem como seção-tipo o corte de rodovia do km 275 da BR 153 (Serra do Mirante, SE de Marília; Fernandes & Coimbra 1994). Outras seções representativas situam-se na rodovia Monte Alto-Vista Alegre, a NW de Monte Alto; e na rodovia secundária de acesso no km ~121 da MG 497 (Serra do Bonito, região de Campina Verde, MG).

O Membro Echaporã tem contatos graduais e interdigitados com a Formação Vale do Rio do Peixe (p. ex. na margem esquerda do rio Bauru, Bauru, SP) e

com os demais membros da Formação Marília. Na borda leste, em São Paulo, repousa diretamente sobre a Formação Serra Geral (basaltos). O Membro Echaporã é constituído por estratos tabulares de aspecto maciço, com espessura média em torno de 1 m (até 2,5 m), limitados por superfícies planas subhorizontais. Algumas vezes, são compostos por subunidades amalgamadas com tênue lenticularidade. Na base dos estratos pode ocorrer discreta concentração de clastos. No topo, são comuns zonas de maior desenvolvimento de nódulos e crostas carbonáticas (perfil edáfico), assim como intercalações de delgadas lentes de lamitos arenosos (base côncava, topo horizontal). Compõe-se de arenitos finos a médios, imaturos, com frações grossas e grânulos em quantidades subordinadas, sobretudo nas zonas marginais da bacia. Formam estratos de aspecto maciço, de cores bege a rosa (pálidas) características, com cimentação e nódulos carbonáticos. Poucas vezes, exibem estratificação cruzada, de médio porte. As intercalações de lamitos e arenitos lamíticos têm cor marrom, espessuras centimétricas a decimétricas (até 1 m), sendo mais freqüentes nas partes interiores da bacia, como a oeste de Marília. As litofácies conglomeráticas, em geral de poucos centímetros de espessura, são constituídas predominantemente por intraclastos centimétricos (carbonáticos e lamíticos); e por extraclastos silicosos (quartzo, quartzito e arenito silicificado). Estes últimos, às vezes são tetraédricos, de faces planas e foscas (ventifactos gerados na bacia ou de retrabalhamento de unidades mais antigas). Os intervalos de maior concrecionamento formam faixas de espessura decimétrica, que podem estar truncadas no topo por superfície erosiva, sobre a qual ocorre arenito conglomerático com clastos de arenito com cimento carbonático. A cimentação carbonática posterior chega a romper clastos, por crescimento expansivo (*displacive*).

Litofácies Rubião Júnior: Tem ocorrência restrita à borda SE da bacia (imediações de Botucatu, SP). É composta por estratos arenosos lenticulares com 1 a 2 m de espessura, de topo plano, limitados na base por superfície de erosão, acima da qual se concentram clastos, principalmente de basalto. Os arenitos são médios a grossos, de aspecto maciço, cor marromrosa-do pálido, de seleção moderada a má, com intensa cimentação por CaCO_3 . A base dos estratos tem caráter conglomerático, às vezes com estratificação cruzada pouco definida, de porte médio. As porções rudáceas podem formar lentes subordinadas, sustentadas por matriz arenosa média a grossa, mal selecionada. Os clastos, com até 18 cm, são subarredondados a subangulosos, de baixa esfericidade, constituídos por

basalto (dominantes), quartzo, quartzito, milonito, silixito, geodos de quartzo, nódulos carbonáticos remobilizados (intraclastos). A *Litofácies Rubião Júnior* tem seção-tipo no corte do km 266,4 da rod. SP 300.

O Membro Echaporã corresponde a partes distais de leques aluviais, acumuladas por fluxos em lençol. Contém intercalações de depósitos de pavimentos detríticos de deflação e calcretes pedogenéticos, formados em intervalos de exposição. A *Litofácies Rubião Júnior* corresponde a depósitos mais proximais dos leques, preservados na borda sudeste da bacia. Rumo ao interior, essa litofácies passa a estratos arenosos tabulares, característicos do Membro Echaporã.

Formação São José do Rio Preto:

Ocorre nas cotas mais altas do interflúvio principal da região de São José do Rio Preto, a norte do Rio Tietê (Fig. 1). Tem espessura máxima de cerca de 60 m, com seção-tipo definida no cruzamento entre as rodovias SP 425 e BR 153 (Fernandes & Coimbra 1994). Sobrepe-se à Formação Vale do Rio do Peixe, com contato transicional, localmente erosivo (diastemas). Em escala de afloramento, dificilmente se identificam superfícies de erosão, provavelmente devido ao fato de ter havido a remobilização parcial de sedimentos da unidade inferior, então pouco consolidados à época da deposição.

A Formação S. José do Rio Preto é composta por arenitos com estratificação cruzada acanalada a tabular tangencial na base, amalgamadas (padrão festonado), às vezes com intercalações subordinadas de camadas de arenitos a siltitos com estratificação plano-paralela e estruturas de fluxo aquoso de regime inferior, assim como lamitos argilosos maciços. Essencialmente, a unidade é constituída por arenitos finos a muito finos, de cores marrom-claro a bege, seleção moderada a má. São freqüentemente conglomeráticos, com frações areia média e grossa secundárias. Os clastos são nódulos carbonáticos, fragmentos de lamitos e argilitos, e seixos silicosos. Nas litofácies conglomeráticas é comum ocorrer fragmentos de ossos e outros bioclastos, em que é encontrada parte do registro fóssilífero da unidade, formado essencialmente por ossos e carapaças transportados. Localmente observam-se feições de bioturbação (marcas de raízes ou tubos de vermes) nas escassas litofácies lamíticas. A cimentação carbonática é comum.

A unidade corresponde a depósitos essencialmente arenosos, pouco maduros, freqüentemente conglomeráticos, acumulados em barras e planícies fluviais de sistemas de canais entrelaçados, amplos e rasos.

Formação Presidente Prudente

Ocorre na parte superior de interflúvios dos rios do Peixe e Paranapanema, na região de Presidente Prudente, assim como dos rios Aguapeí e do Peixe, no espigão Osvaldo Cruz–Adamantina–Pacaembu. Tem boas exposições nas imediações de Presidente Prudente e Adamantina (figura 1), e espessura máxima preservada em torno de 50 m, medida em perfurações de poços de água subterrânea na região de Presidente Prudente. As seções de referência da unidade (Fernandes & Coimbra 1994) são cortes de rodovia, localizados: 1) no km 442,4 da SP 425, a ESE de Presidente Prudente (seção-tipo), 2) no cruzamento entre as rodovias BR 374 e SP 425 e 3) no km 456,4 da SP 425.

A Formação Presidente Prudente é constituída por arenitos muito finos a finos (dominantes) e lamitos arenosos, em alternância de: 1) lentes arenosas com estratificação cruzada acanalada, isoladas ou múltiplas (unidades de corte-e-preenchimento); 2) arenitos em corpos tabulares com estratificação sigmoidal interna; 3) arenitos a siltitos em camadas tabulares, com estratificação plano-paralela e estruturas de fluxo aquoso de regime inferior dominante; e 4) lamitos argilosos em geral maciços, em estratos tabulares. Os arenitos têm cores marrom-avermelhado claro a bege, seleção moderada a má, matriz lamítica; os lamitos argilosos têm cor marrom-escuro (chocolate). Eventualmente, a fração areia média pode ocorrer nos arenitos, em menor porcentagem.

Na base das feições de corte-e-preenchimento podem ocorrer estratos lamíticos gerados por processos de desaceleração de fluxo, em abandonos temporários de canal. Algumas vezes, a laminação cruzada é formada por alternância de areia e de argila, e pode conter intraclastos argilosos acomodados nos planos da laminação (canibalismo). Os estratos cruzados podem apresentar estruturação interna de laminação por migração de ondulações (*climbings*). As diversas superfícies internas secundárias de erosão, seladas com lama e seguidas por brechas intraformacionais, indicam freqüentes flutuações de energia, indicativas de fluxos variáveis (sazonais ou efêmeros). Os intraclastos das litofácies que preenchem canais são em geral lamelares, de argilito marrom (cor chocolate), subangulosos a subarredondados, com dimensões milimétricas a centimétricas (até 6 cm, raras vezes com 20 cm). Ocorrem na parte inferior de estratos inclinados, assentados em concordância com a estratificação. Nessas litofácies podem ser encontrados ainda intraclastos carbonáticos, clastos silicosos (remobilizados) e fragmentos de ossos, todos de dimensões centimétricas.

Depósitos proximais de rompimento de diques marginais podem formar sucessões verticais de corpos arenosos, com estratificação sigmoidal de baixo ângulo, separados por superfícies basais planas não-erosivas (mantas de lobos arenosos). Seccionados em cortes transversais à direção de fluxo, esses depósitos exibem superfícies de topo levemente convexas para cima (*olhos de sigmóide*).

A unidade corresponde a depósitos de sistema fluvial meandrante arenoso fino, de canais rasos com sinuosidade relativamente baixa. É composta pela alternância de depósitos de preenchimento de canais amplos e rasos, com depósitos de planícies de inundação/rompimento de diques marginais (*crevasse*). Estes últimos podem preservar-se esqueletos e carcaças menos desarticulados, como cascos de tartarugas. A Formação Presidente Prudente ocorre nas cotas mais altas dos interflúvios regionais, abaixo das quais aflora a Formação Vale do Rio do Peixe. O contato entre elas é interdigitado, denotando a gradual instalação da primeira (depósitos fluviais) sobre a segunda (depósitos eólicos).

Analcimitos Taiúva (não aflorantes)

São rochas extrusivas de natureza alcalina, intercaladas na parte superior Formação Vale do Rio do Peixe, com espessura máxima de 15 m. Os analcimitos ocorrem em subsuperfície, na região centro-norte de São Paulo, a noroeste de Jaboticabal, num polígono de pelo menos 100 km², definido pelas cidades de Taiúva, Piranji, Aparecida de Monte Alto (Coimbra et al. 1981). Próximo a Jaboticabal foi descrito um provável *pipe* de rocha alcalina (Pinotti et al. 1970, Gomes & Valarelli 1970), que Coutinho et al. (1982) associaram ao mesmo evento eruptivo, contemporâneo à sedimentação neocretácea. Os Analcimitos Taiúva têm cor marrom-claro avermelhado a amarelado, textura afanítica, e encontram-se semi-alterados por processos deutéricos. Algumas vezes, apresentam amígdalas de calcita – mineral que também preenche fraturas –, feições que reiteram o caráter vulcânico extrusivo da rocha (Coimbra et al. 1981, Coutinho et al. 1982).

IDADE DA SEQÜÊNCIA SUPRABASÁLTICA NEOCRETÁCEA

A seqüência sedimentar suprabasáltica acumulou-se entre o Coniaciano e o Maastrichtiano, no Neocretáceo. Tal intervalo foi definido: a) pela idade senoniana (88,5-65 Ma) atribuída aos fósseis por Huene (1939), b) por idades absolutas de analcimitos da região de Taiúva, SP (Coutinho et al. 1982) e c) pela relação entre a deposição dos grupos Caiuá e Bauru –

no interior do continente – e a intensificação do aporte de sedimentos na deposição da Formação Santos (Peireira & Feijó 1994), na Bacia de Santos, margem continental brasileira. Estudos palinológicos de material de afloramento da borda da bacia (basal?), da região de Descalvado (SP), indicaram idade coniaciana (Lima et al. 1986), eventualmente neo-santoniana (Mitsuro Arai 1994, Petrobrás). Com base em minucioso estudo micropaleontológico Dias-Brito et al. (2001), sugeriram dois intervalos de sedimentação (Turoniano-Santoniano e Maastrichtiano) para parte da seqüência.

Registros de atividades vulcânicas nas bacias sedimentares cretáceas adjacentes, da margem continental brasileira, forneceram resultados interessantes. Camadas de cinzas vulcânicas encontradas na Bacia de Campos, correlatas a outras das bacias de Santos e Espírito Santo, apresentaram idade santoniana (Alves et al. 1994). Provavelmente correspondem a período de movimentação ascensional das áreas-fonte marginais, terras altas que separavam aquelas bacias da Bauru.

Entre o início da sedimentação, em torno de 85 Ma atrás, e as últimas manifestações do magmatismo Serra Geral, por volta de 133 Ma (Renne et al. 1992), o centro da área de sedimentação da seqüência neocretácea esteve exposto. A área onde mais tarde se estabeleceu a Bacia Bauru encontrava-se acima do nível de base regional, enquanto evoluíam bacias como as de Santos e de Sanfranciscana, em áreas adjacentes. As terras altas marginais forneceram material siliciclástico proveniente da alteração de unidades sedimentares pré-basálticas e do embasamento cristalino. Todavia, além de distantes do depocentro, só tiveram acentuada exposição com o alçamento posterior das bordas, associado ao magmatismo alcalino neocretáceo.

O limite superior da seqüência é definido pela idade dos fósseis, por correlação com importante discordância erosiva regional do topo da Formação Santos e pela idade mínima dos analcimitos Taiúva (61 Ma). Essa determinação (Coutinho et al. 1982) é a única referência geocronométrica absoluta (K/Ar) conhecida para a bacia, obtida com rochas ígneas extrusivas intercaladas na SSN. Entretanto, os valores obtidos para os Analcimitos Taiúva, assim como os de outra ocorrência intrusiva geneticamente associada (Jaboticabal, 54-56 Ma), foram considerados pelos autores como incompatíveis com os dados paleontológicos. Admite-se que fósseis de dinossauros, encontrados em posição estratigráfica superior, tenham pelo menos 65 Ma. Devido aos baixos teores de potássio das rochas, os autores preferiram considerá-las como idades mínimas. Não se pode excluir a hipótese de que a sedimentação na

Bacia Bauru possa ter avançado até o início do Terciário. Tal possibilidade, indicada pelas idades absolutas disponíveis, não pode ser ignorada enquanto não se dispuser de dados geocronológicos mais seguros. Esse quadro permite uma especulação interessante: teriam os dinossauros da Bacia Bauru sobrevivido mais tempo que seus similares de outros pontos do planeta?

EVOLUÇÃO SEDIMENTAR DA BACIA BAURU

A Bacia Bauru preservou cerca de 300 metros de espessura de sedimentos, acumulados numa seqüência única. A criação de ampla e rasa bacia interior, de caráter endorrêico, ocorreu em lento movimento descensional do substrato, como resposta à enorme sobrecarga de derrames basálticos a que foi submetida aquela porção da Plataforma Sul-Americana. Sob o peso do espesso capeamento de rochas vulcânicas, a região adquiriu caráter subsidente relativo, na busca de equilíbrio isostático. No final do Cretáceo, passaram a dominar forças verticais de sentido oposto, geradas por reação compensatória, iniciando-se a fase de "inversão" tectônica da bacia e erosão da SSN. Boa parte dos seus limites atuais coincidem com estruturas tectônicas regionais, onde estão situados diversos centros do magmatismo alcalino neocretáceo. Durante a sedimentação, houve importantes reativações, sobretudo nas bordas, a principal delas associada ao evento magmático alcalino ocorrido entre 87 e 60 Ma. No interior da bacia são conhecidos apenas os derrames de natureza analcimítica na região de Taiúva (SP), intercalados na seqüência.

A reativação de estruturas tectônicas nas margens norte-nordeste e leste – provavelmente também na noroeste –, provocou importantes alterações no quadro geográfico da bacia, promovendo o avanço de leques aluviais para o seu interior. Ao mesmo tempo, mudanças climáticas graduais, talvez provocadas pelas transformações do relevo, trouxeram maior umidade às zonas marginais.

Os fluxos fluviais, provindos de leques aluviais da margem nordeste (Mb. Serra da Galga/Ponte Alta), alcançaram o interior da bacia em sistema de fluxos entrelaçados, arenosos (Fm. São José do Rio Preto). Devido ao baixo gradiente da bacia, esse sistema tornava-se meandrante nas porções interiores, distais, embora ainda arenoso (Fm. Presidente Prudente), com canais mais definidos, rasos, em extensas planícies aluviais com lagoas residuais formadas em eventos de transbordamento. O aumento da aridez, rumo ao interior, determinava progressivo aumento da evaporação e escassez de água no ambiente, até o desaparecimento

do sistema fluvial, nas planícies arenosas adjacentes ao deserto Caiuá (Fernandes 2000b). A instalação dos sistemas fluviais ocorreu sobre depósitos arenosos inconsolidados, sem que houvesse uma fase erosiva em escala de bacia. Em geral, os depósitos fluviais são separados dos eólicos, antecedentes, por diastemas locais. Há que ressaltar, ainda, que a erosão posterior removeu boa parte do topo da seqüência neocretáceo, pelo entalhe dos vales atuais. A porção superior do registro sedimentar foi preservada apenas nos espigões regionais.

Entre o final do Cretáceo e o início do Terciário, inverteu-se o sentido de movimento do substrato da Bacia Bauru. Com a elevação e exposição da cobertura neocretáceo, iniciou-se o ciclo erosivo em que foi elaborada a Superfície Sul-Americana (King 1956), ou Japi (Almeida 1964). Os limites atuais da área atual de exposição da seqüência são erosivos, devido à elevação regional das bordas no Cenozóico. As litofácies rudáceas preservadas são relativamente pouco expressivas, ocorrendo apenas no nordeste da bacia (Triângulo Mineiro) e de modo ainda mais restrito na borda leste, em São Paulo, na região de Botucatu (Litofácies Rubião Jr.).

As unidades de origem eólica exibem notável constância do sentido W/SW de transporte, indicando grande estabilidade do padrão de circulação atmosférica regional durante a sedimentação da seqüência neocretáceo.

PALEONTOLOGIA & PALEOECOLOGIA

As ocorrências fossilíferas conhecidas na bacia localizam-se na parte oriental. Compreendem ossos de répteis (crocodilos, quelônios e dinossauros), restos de anfíbios e peixes, carapaças de moluscos e crustáceos, além de oogônios de algas carófitas. Em geral, predominam ocorrências em depósitos de planícies e lagoas efêmeras de origem fluvial, assim como em depósitos de barras arenosas de fluxos entrelaçados, no interior da bacia, associadas à remobilização e transporte de material. Daí decorre à baixa preservação de esqueletos completos articulados, característica da bacia.

Nota-se progressiva escassez de registros fossilíferos das bordas para o interior, até a quase ausência nos depósitos de *sand sea* do antigo deserto Caiuá (Fernandes & Coimbra 2000b), correspondente às formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio. Não existem registros seguros conhecidos da flora neocretáceo na bacia, exceto vestígios de raízes de vegetais de pequeno porte e ocorrências de oogônios de algas carófitas. A vegetação superior, que teria alimentado os grandes dinossauros herbívoros, não foi

preservada, provavelmente devido ao clima semi-árido reinante.

AGRADECIMENTOS

Ao mestre e companheiro Armando Márcio Coimbra, saudoso parceiro na pesquisa e na vida, com quem os méritos do trabalho devem ser compartilhados. Ao amigo Tupy Gomes Corrêa (*Polimapas*, São

Paulo), pela elaboração da apresentação digital dos mapas. À Camile Urban, graduanda em Geologia da UFPR, bolsista PIBIC/CNPq, que atuou na revisão e complementação do mapa ora apresentado. Ao apoio financeiro da Fundação do Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (proc.FAPESP: 93/4524-9). Aos consultores Mário Sérgio de Melo e Mário Luis Assine, pelas valiosas críticas e sugestões ao trabalho submetido.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA F.F.M. de. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, 41:169-263.
- ALMEIDA M.A.; STEIN D.P.; MELO M.S.; BISTRICHI C.A.; PONÇANO W.L.; HASUI Y.; ALMEIDA F.F.M. 1980. Geologia do Oeste Paulista e áreas fronteiriças dos Estados de Mato Grosso do Sul e Paraná. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais...*, 5:2799-2812.
- BARBOSA O.; BRAUN O.P.G.; DYLER R.C.; CUNHA C.A.B.R. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. *Boletim DGM/DNPM*, 136:1-140.
- 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*. Inst. de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Livre-Docência, 190 p.
- BARCELOS J.H. & SUGUIO K. 1987. Correlação e extensão das unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru definida em território paulista, nos estados de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e Paraná. In: SBG/Núcleo SP, Simpósio Regional de Geologia, 6, Rio Claro, *Atas*, 1:313-321.
- BIGARELLA J.J. & MAZUCHOWSKI J.Z. 1985. Visão integrada da problemática da erosão. In: ABGE/ADEA, Simpósio Nacional de Controle da erosão, 3, Maringá, *Livro guia*, Maringá, 232 p.
- BRANDT NETO M. 1977. *Estratigrafia da Formação Bauru na região do baixo Tietê. São Paulo*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 74 p.
- COIMBRA A.M.; FERNANDES L.A.; HACHIRO J. 1992. Sismitos do Grupo Caiuá (Bacia Bauru, Ks) no Pontal do Paranapanema (SP). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos...*, v 2:503-504.
- COIMBRA A.M.; COUTINHO J.M.V.; BRANDT NETO M.; ROCHA G.A. 1981. Lavas fonolíticas associadas ao Grupo Bauru no Estado de São Paulo. In: SBG/Núcleo SP, Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, *Atas*, 1:324-327.
- COUTINHO J.M.V.; COIMBRA A.M.; BRANDT NETO M.; ROCHA G.A. 1982. Lavas alcalinas analcímicas associadas ao Grupo Bauru (Kb) no Estado de São Paulo, Brasil. In: Servicio Geológico Nacional, Congreso Latinoamericano de Geologia, 5, Buenos Aires, *Actas*, 2:185-195.
- DIAS-BRITO D.; MUSACCHIO J.C.; CASTRO J.C.; MARANHÃO M.S.A.S.; SUÁREZ J.M.; RODRIGUES R. 2001. Grupo Bauru: uma unidade continental do Cretáceo no Brasil – concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos. *Revue Paleobiol.* 20(1):245-304.
- ETCHEBEHERE M.L.C.; SAAD A.R.; TADDEO J.S.A.; HELLMEISTER JR. Z. 1991. Moldes de cristais salinos no Grupo Bauru, Estado de São Paulo: implicações econômicas e paleoclimáticas. *Geociências*, 10:101-117.
- FERNANDES L.A. 1998. *Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 216 p. (3 mapas).
- FERNANDES L.A. & COIMBRA A.M. 1994. O Grupo Caiuá (Ks): revisão estratigráfica e contexto deposicional. *Rev. Bras. Geociências*, 24(3):164-176.
- FERNANDES L.A. & COIMBRA A.M. 2000a. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). *Rev. Bras. Geociências*, 30(4):717-728.
- FERNANDES L.A.; COIMBRA A.M. 2000b. The Late Cretaceous Caiuá Desert (Bauru Basin, Brazil). In: International Geological Congress, 31, 2000, Rio de Janeiro, Brasil. Abstracts Volume (CD-ROM, General Symposia, 3.6).
- FERNANDES L.A.; COIMBRA A.M.; HACHIRO J. 1992. Ventifactos da Litofácies Mairá, Formação Santo Anastácio (Grupo Bauru, Ks). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos...*, 2:504-506.
- FERNANDES L.A.; COIMBRA A.M.; BRANDT NETO M. 1993. Silicificação hidrotermal neocretácea na porção meridional da Bacia Bauru. *Revista do Instituto Geológico*, 14(2):19-26.
- FERNANDES L.A.; GIANNINI P.C.F.; GÓES A.M. 2003. Araçatuba Formation: palustrine deposits from the initial

- sedimentation phase of the Bauru Basin. *Anais..., Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 75(2):173-187.
- FERREIRA JR. P.D. & CASTRO P.T.A. 1996. Análise de elementos arquiteturais em sistemas aluviais: o exemplo da Formação Uberaba (K, Bacia do Paraná) no Triângulo Mineiro, MG. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Salvador, *Anais...*, 1:270-272.
- GOLDBERG K. 1995. *Reconstituição paleoambiental do cretáceo continental brasileiro na região do Triângulo Mineiro*. Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, Dissertação de Mestrado, 181 p.
- GOLDBERG K. & GARCIA A.J.V. 1995. Faciologia dos calcários do Grupo Bauru na região de Uberaba (MG). *Geociências*, 14(2):121-131.
- GOMES C.B. & VALARELLI J.V. 1970. Nova ocorrência de rochas alcalinas no Estado de São Paulo. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 24, Brasília, *Resumo das conferências e comunicações*, 336-337.
- HASUI Y. 1967. *Geologia das formações cretáceas do oeste de Minas Gerais*. Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 87 p.
- HASUI Y. 1968. A Formação Uberaba. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 22, Belo Horizonte, *Anais...*, 167-179.
- HUENE F.von. 1939. Carta de F.von Huene ao Dr.Euzébio de Oliveira. *Mineração e Metalurgia*, 4(22):190.
- PEREIRA M.J. & FEIJÓ F.J. 1994. Bacia de Santos. *Boletim Geociências Petrobrás*, 8(1):219-234.
- PINOTTI R.F.; CORSINI P.C.; MADUREIRA FILHO J.B.; VALARELLI J.V. 1970. Levantamento de solos contribuindo para a descoberta geológica. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 24, Brasília, *Resumo das conferências e comunicações*, 59-60.
- SILVA R.B.; ETCHEBEHERE M.L.C.; SAAD A. 1994. *Groundwater calcretes: uma interpretação alternativa para os calcários da Formação Marília no Triângulo Mineiro*. In: UNESP, Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 3, Rio Claro, *Boletim*, 85-89.
- SOARES P.C.; LANDIM P.M.B.; FÚLFARO V.J.; SOBREIRO NETO A.F. 1980. Ensaio de caracterização do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. *Rev. Bras. Geociências*, 10(3):177-185.
- SUGUIO K. & BARCELOS J.H. 1978. Nota sobre a ocorrência de atapulgita em sedimentos do Grupo Bauru, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais...*, 3:1170-1179.
- SUGUIO K.; BERENHOLC M.; SALATI E. 1975. Composição química e isotópica dos calcários e ambiente de sedimentação da Formação Bauru. *Boletim IG*, 6:55-75.

Recebido em 27 fev. 2004
Aceito em 01 out. 2004