

Estratigrafia e Mineralogia dos Depósitos Cenozóicos da Região da Bacia de Fonseca, Estado de Minas Gerais, Brasil

LUCY GOMES SANT'ANNA^{1*} e HANS DANIEL SCHORSCHER²

¹Pós-graduação do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (IG-USP).
Cx. Postal 11348 – 05422-970 São Paulo, SP, Brasil

²Departamento de Mineralogia e Petrologia do IG-USP

*Manuscrito recebido em 7 de outubro de 1996; aceito para publicação em 19 de março de 1997
credenciado por SETEMBRINO PETRI*

ABSTRACT

The Fonseca Basin, of Tertiary, probably Eocene age, is located east of the Quadrilátero Ferrífero, in the state of Minas Gerais, southeastern Brazil, and comprises the continental argillaceous to arenaceous sediments of the Fonseca Formation. These sediments were deposited during tectonic calm within a meandering fluvial system installed upon Precambrian basement rocks, probably in a humid climate. Detailed descriptions of the petrography, geochemistry and depositional environments of the Fonseca sediments are presented.

The clay minerals of the Fonseca Formation include members of the kaolinite, mica, and more rarely, smectite groups. Part of the kaolinite and mica occurs as detrital grains derived from weathered Archean rocks in the region. Burial and diagenesis resulted in the neoformation of kaolinite as piles of platelets (face-to-face texture) and of minor smectite as irregular-platy or feather-like crystals. The recent weathering caused the formation of kaolinites as worm-like aggregates from detrital feldspars and the disaggregation and alteration of micas. Crystallographic differences arising from different ordering of these kaolinite generations were observed and helpful in the understanding of the clay fractions CTC properties.

The Fonseca Formation sediments and the Precambrian rocks are covered by the deposits of the Chapada de Canga Formation. These are ferruginous sediments (ironstone pebble conglomerates) that originated in a continental alluvial fan system under tectonic influence and semi-arid conditions. The sedimentary structures and lithofacies of these rocks were analysed and stratigraphic reorderings and new definitions of both, the Fonseca and Chapada de Canga formations, are presented.

Key words: Cenozoic, stratigraphy, Minas Gerais State, Fonseca Basin.

INTRODUÇÃO

A Bacia de Fonseca, de idade provavelmente eocênica (Lima & Salard-Chebouldaeff, 1981), está

localizada no extremo leste do Quadrilátero Ferrífero, porção sudeste do Brasil (Fig. 1). Seus depósitos vêm sendo estudados há mais de um século, em função do rico conteúdo fossilífero dos folhelhos ali presentes (e.g. Gorceix, 1884; Dolianiti, 1950; Duarte, 1974; Lima & Salard-Chebouldaeff, 1981; entre outros), bem como dos depósitos rudáceos ferruginosos associados à bauxita que os reco-

Correspondência para: Lucy Gomes Sant'Anna

*Bolsista da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP)

E-mail: santann@usp.br

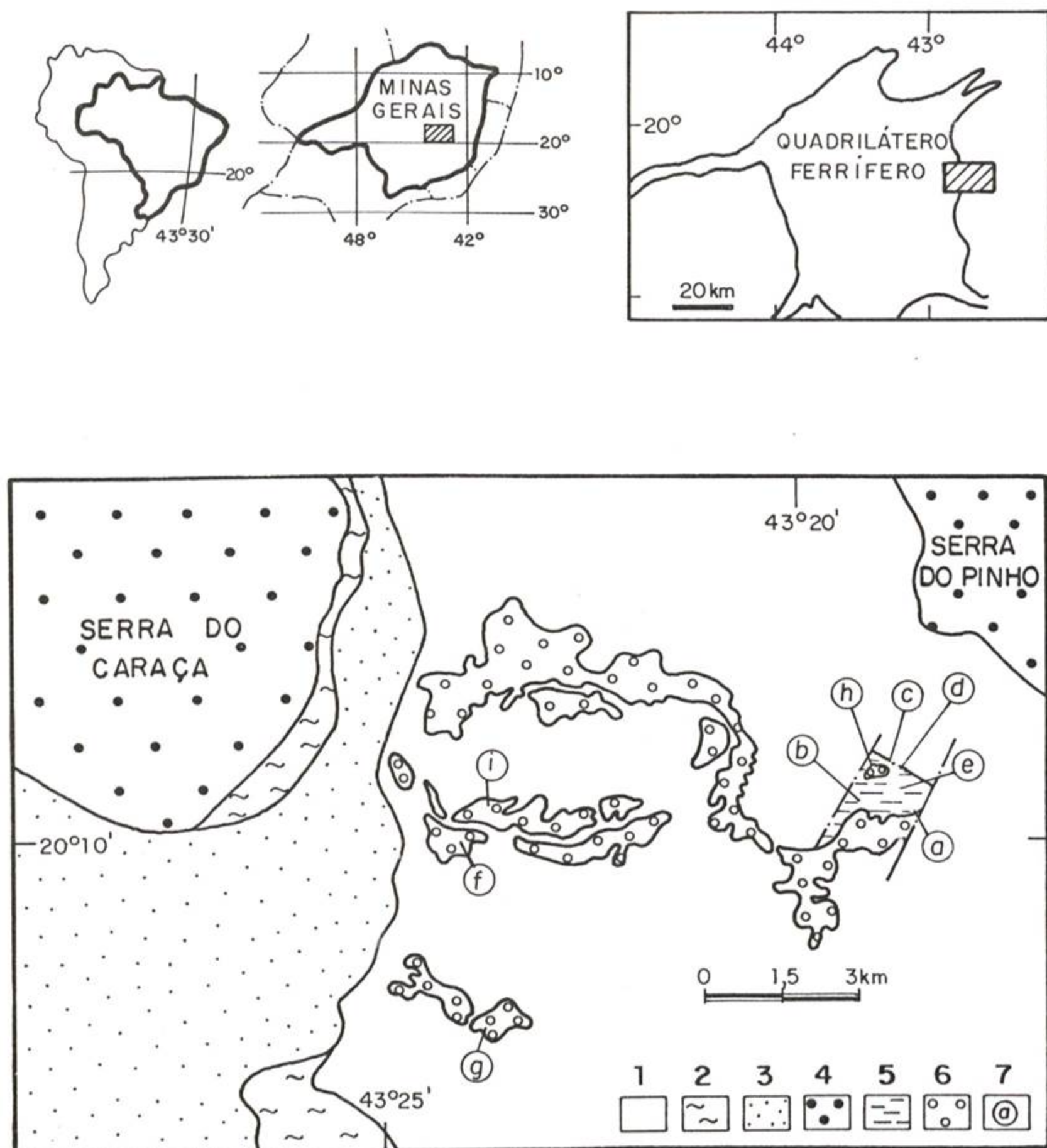


Fig. 1 — Localização da área de estudo no contexto regional do Quadrilátero Ferrífero e geologia da região da Bacia de Fonseca (1 — Associação TTG, 2 — Supergrupo Rio das Velhas, 3 — Supergrupo Minas, 4 — Supergrupo Espinhaço, 5 — Formação Fonseca, 6 — Formação Chapada de Canga, 7 — Localização das seções colunares e afloramentos citados no texto).

brem (e.g. Gorceix, 1876; Dorr, 1964, 1969; Maxwell, 1972; Varajão, 1988).

A Formação Fonseca foi definida por Maxwell (1972), que descreveu sua seção-tipo próximo à vila homônima, compreendendo 86 m de espessura de sedimentos essencialmente argilo-arenosos flúvio-lacustres. No topo da seção-tipo da Formação Fonseca Maxwell (1972) incluiu, ainda, os depósitos rudáceos ferruginosos da Chapada de

Canga, estratigraficamente superiores, considerando-os como remanescentes dos sedimentos terciários, provavelmente da borda da bacia.

Sant'Anna (1994) estudou os sedimentos da área da Bacia de Fonseca, enfocando a evolução litostratigráfica e estrutural da Formação Fonseca e dos depósitos rudáceos a ela sobrepostos. Com base em dados de caracterização faciológica das unidades e mineralógicos dos argilominerais da

Formação Fonseca apresentou uma revisão litoestratigráfica e um modelo deposicional e evolutivo para os depósitos cenozóicos da região da Bacia de Fonseca. O presente trabalho objetiva o detalhamento destes dados e a formalização da estratigrafia dos depósitos estudados, de acordo com as normas e recomendações do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.*, 1986).

GEOLOGIA DA ÁREA DA BACIA DE FONSECA

ROCHAS PRÉ-CAMBRIANAS

Na área da Bacia de Fonseca predominam, dentre as unidades arqueanas da região do Quadrilátero Ferrífero, os terrenos constituídos por rochas da Associação TTG (tonalito-trondhjemitó-granodioritos) do Complexo Regional de Rochas *sensu lato* Graníticas (Schorscher, 1992). Essas litologias constituem, juntamente com as rochas do *greenstone belt* Rio das Velhas (Schorscher, 1978), o embasamento da bacia. Unidades metassedimentares proterozóicas, quartzito-itabiríticas do Supergrupo Minas e quartzíticas do Supergrupo Espinhaço (Derby, 1906; Harder & Chamberlin, 1915; Dorr, 1969; Inda *et al.*, 1984) formam as serranias que delimitam a área (Schorscher, 1980; Luchesi, 1991; Davies, 1993) (Fig. 1).

DEPÓSITOS CENOZÓICOS

Os resultados de estudos litoestruturais (Sant'Anna, 1994; Sant'Anna *et al.*, submetido) mostraram que a Formação Fonseca encontra-se preservada em um pequeno *graben* encravado no embasamento, nas vizinhanças da Vila de Fonseca, abrangendo cerca de 2,2 km² em área (Fig. 1). Seus litotipos compreendem sedimentos arenosos, argilo-arenosos, por vezes fossilíferos e papiráceos, e argilosos, tendo caráter geral granodecrescente ascendente. Não foi verificada a presença, na parte inferior da unidade, de sedimentos rudáceos, conglomerados basais, conforme anteriormente apontados por Gorceix (1884) e Maxwell (1972); apenas nas porções medianas e de topo ocorrem níveis de areias grossas e maciças, contendo esparsos

seixos a matações de rochas do embasamento e intraclastos diversos.

Na Formação Fonseca predomina a estratificação plano-paralela, que se desenvolve conspicuamente nos sedimentos argilo-arenosos e argilosos. Dobras convolutas sinsedimentares, de origem atectônica, ocorrem localmente nos sedimentos argilosos inclusive naqueles fossilíferos. Em camadas arenosas da parte basal da formação ocorrem estratificações cruzadas tabulares de baixo ângulo e os níveis arenosos de posição intermediária são, em geral, maciços.

A seção colunar mais representativa da Formação Fonseca é descrita na figura 2 e outras exposições são ilustradas na figura 3.

A base da formação não foi observada, aflorando apenas contatos por falhamentos normais em suas bordas, que registram o caráter tectônico pós-sedimentar de seus limites laterais (Sant'Anna *et al.*, submetido) (Fig. 1). Conseqüentemente não se conhece a espessura total da unidade. Entretanto, para referência, aponta-se a espessura máxima observada na seção colunar da figura 2, com aproximadamente 20 m.

Os sedimentos da Formação Fonseca e as rochas do embasamento encontram-se recobertos por depósitos rudáceos ferruginosos (Fig. 1), originalmente denominados de "canga" por Gorceix (1876). Esses sedimentos ocorrem como corpos tabulares de espessuras métricas (0,5 a 10 m) e sustentam importantes platôs, como a Chapada de Canga, na área da bacia. Constituem ortoconglomerados oligomíticos de cor marrom a preta avermelhada, contendo seixos e calhaus, subarredondados a angulosos, de itabirito, quartzito e quartzo, além de argila ferruginosa intersticial (Sant'Anna & Schorscher, 1995). Apresentam-se geralmente maciços (Fig. 4A), tendo localmente ainda outras estruturas sedimentares como estratificações plano-paralela e cruzada tabular de baixo ângulo (Fig. 4B), cujos dados de paleocorrentes, com direção geral N64-80W, indicam sentido de transporte para ESE. Diques clásticos com espessuras decimétricas (30-40 cm), direções NNE ou WNW e mergulhos subverticais, presentes nas porções norte e sul da área de estudo, são indicativos

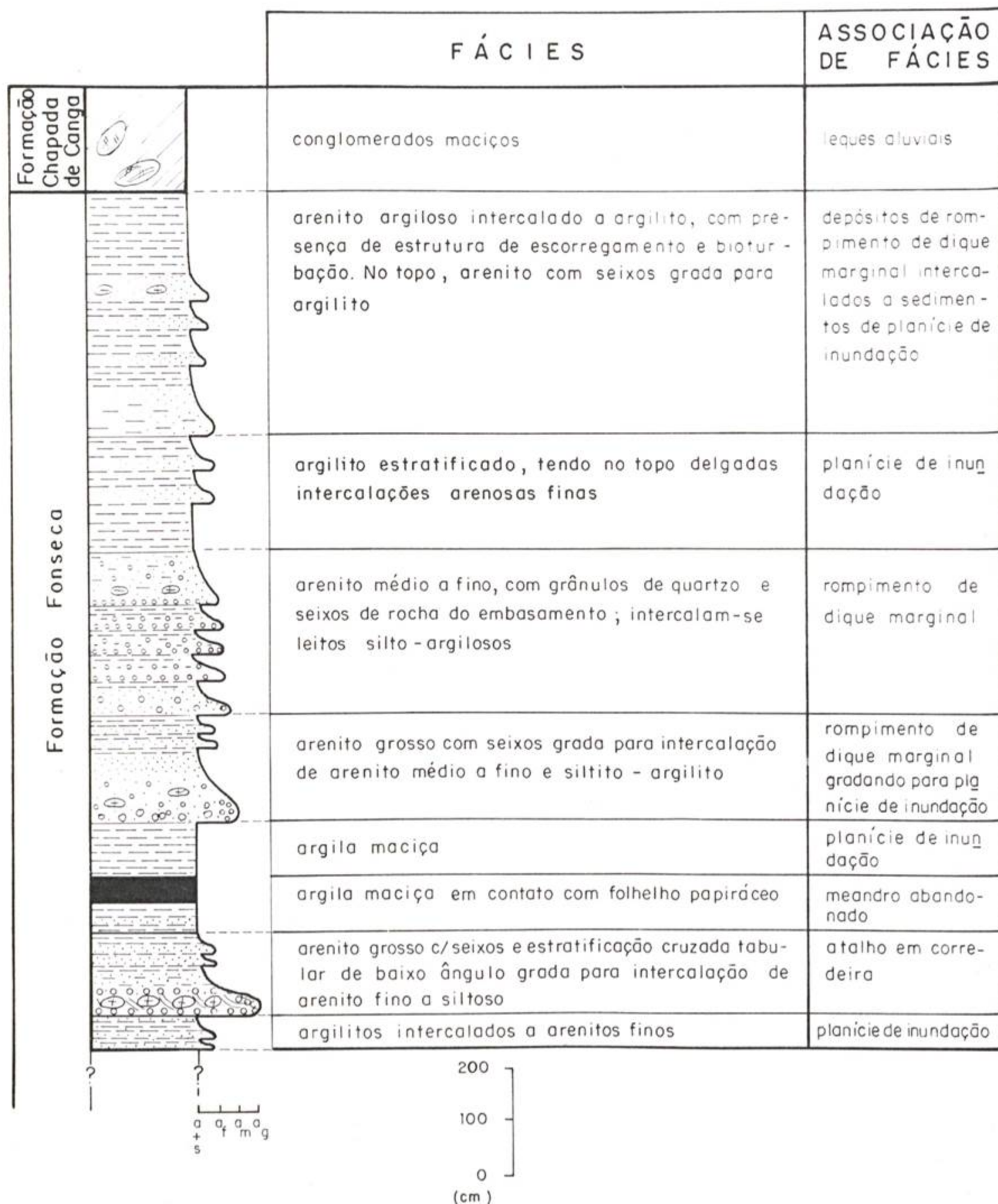


Fig. 2 — Seção-tipo da Formação Fonseca (local a na figura 1). Simbologia para a granulação dos sedimentos e construção da seção: a+s — argila e silte; af — areia fina; am — areia média; ag — areia grossa (Vide legenda litológica na figura 3).

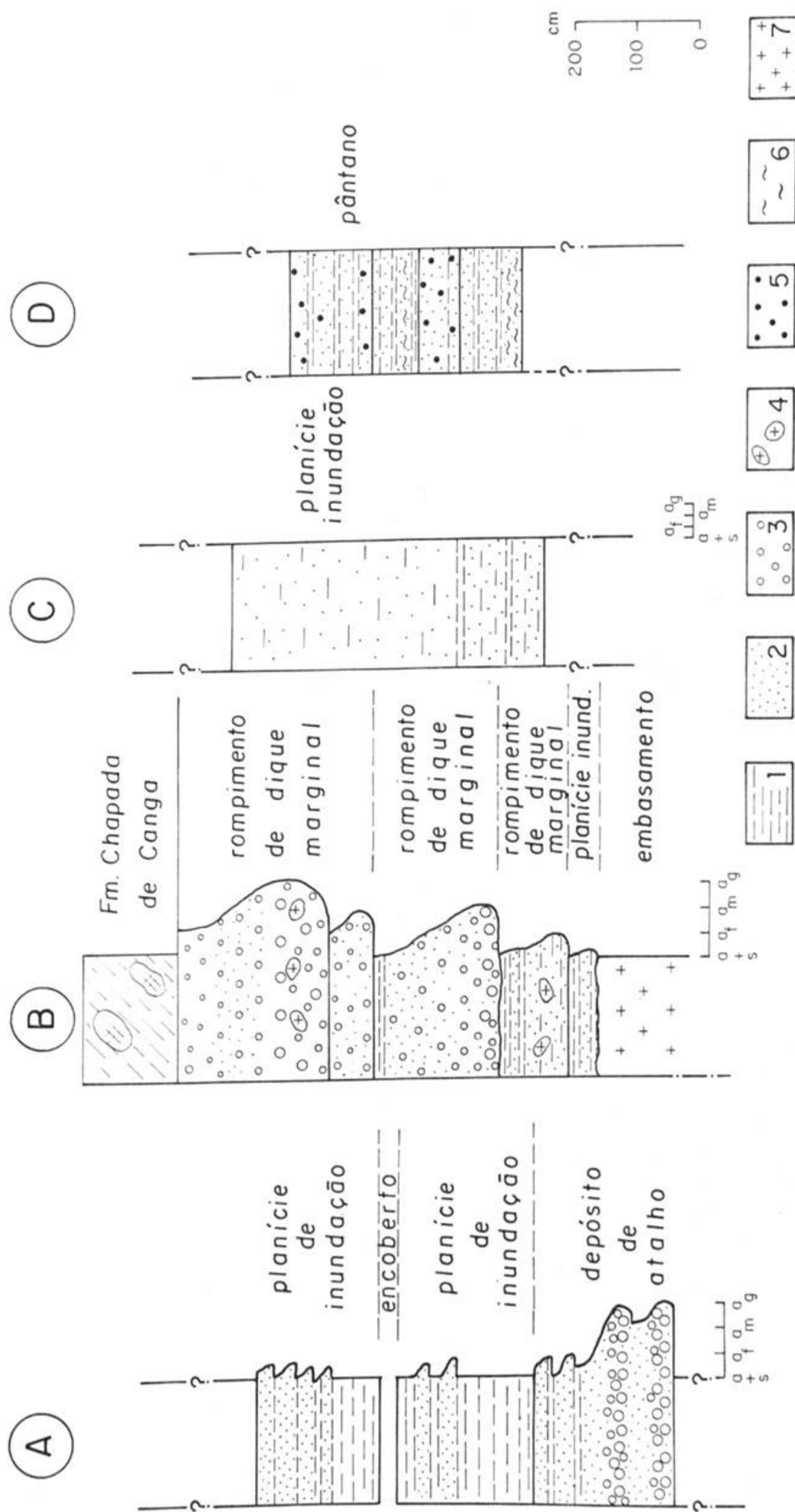


Fig. 3 — Seções colunares da Formação Fonseca. A (local b); B (local c); C (local e); D (local e) (vide Fig. 1 para localização). Legenda litológica: 1 — argilitos e siltos; 2 — arenitos finos; 3 — arenitos médios a grossos; 4 — fragmentos de caules e vegetais fósseis; 5 — dobras convolutas; 6 — embasamento pré-cambriano. Simbologia para a granulação dos sedimentos e construção da seção: a+s — argila e silte; af — argila fina; am — argila média; ag — argila grossa.

de tectonismo sinsedimentar (Sant'Anna *et al.*, 1994; Sant'Anna *et al.*, submetido) (Fig. 4C).

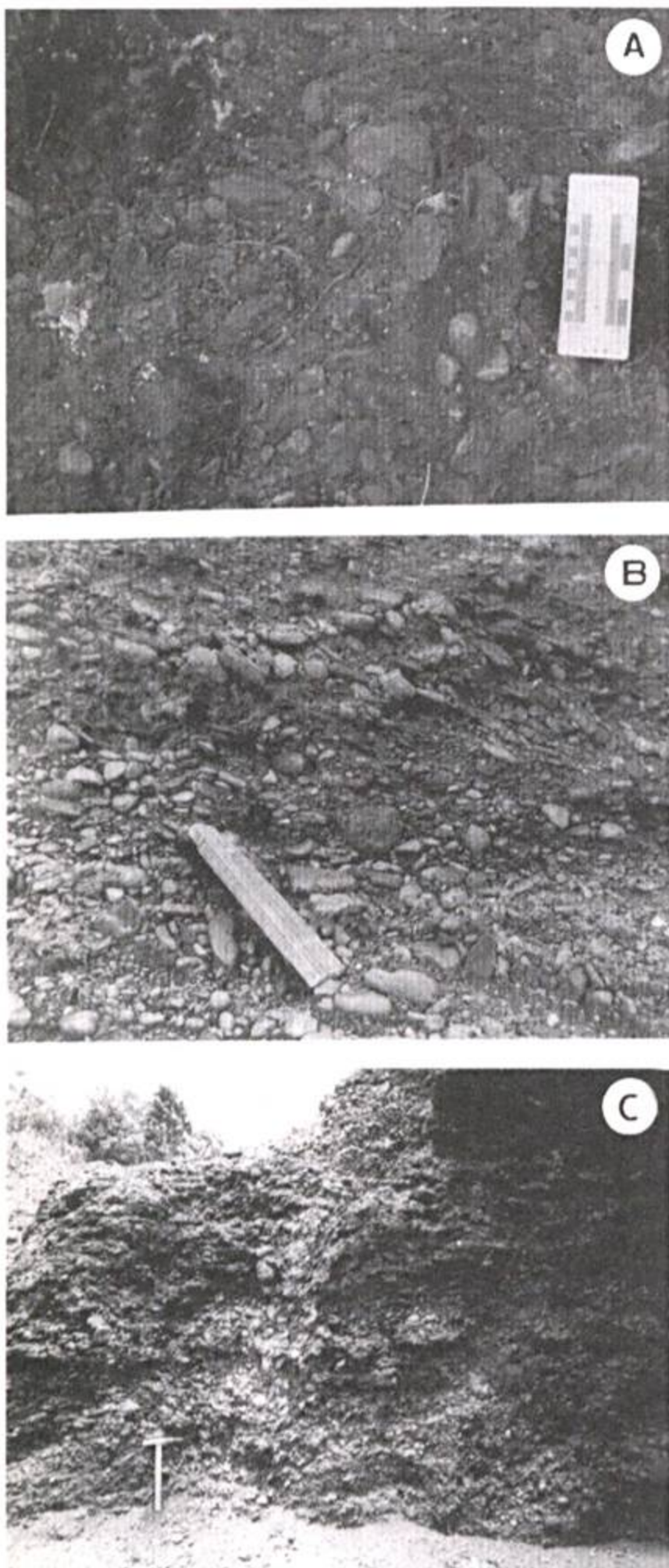


Fig. 4 — Sedimentos rudáceos da Formação Chapada de Canga, exibindo: A — estrutura maciça e disposição caótica dos seixos; B — estratificação cruzada tabular de baixo ângulo, com imbricação dos seixos; C — dique clástico de espessura centimétrica.

ESTUDOS MINERALÓGICOS DA FORMAÇÃO FONSECA

Os estudos mineralógicos dos sedimentos da Formação Fonseca, tiveram como objetivo principal a reconstituição das condições ambientais na bacia deposicional e respectivas áreas fontes, durante a sua evolução. Nesse contexto, o estudo detalhado dos argilominerais foi fundamental, já que estes, através do ciclo das argilas, são representativos dos processos geológicos de: (1) intemperismo e erosão das áreas fontes, (2) transporte e deposição da carga sedimentar, (3) soterramento e diagênese e, (4) intemperismo posterior; assim, constituindo-se em confiáveis indicadores físico-químicos da evolução do ambiente sedimentar.

MÉTODOS ANALÍTICOS

Para o estudo mineralógico dos sedimentos da Formação Fonseca foram efetuadas análises via microscopia óptica, difração de raios X e microscopia eletrônica de varredura, além de análises térmicas e geoquímicas por fluorescência de raios X.

Os estudos de microscopia óptica destinaram-se à caracterização mineralógica e textural das diferentes litofácies sedimentares e do embasamento pré-cambriano.

A difração de raios X foi empregada para o estudo mineralógico qualitativo dos argilominerais, em amostras totais e respectivas frações granulométricas $<20\mu\text{m}$ e $<2\mu\text{m}$, utilizando-se o equipamento VEB Carl Zeiss JENA do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (DMP/IG-USP), operando com 40kV, 20mA, radiação $\text{CuK}\alpha$, filtro de Ni e velocidade do goniômetro de $2^\circ 2\theta/\text{min}$. Para todas as amostras totais e de frações menores foram obtidos difratogramas rotineiros, de 3 a $65^\circ 2\theta$, sem tratamento prévio. Nas amostras das frações $<20\mu\text{m}$ e $<2\mu\text{m}$ foram ainda empregados tratamentos específicos para o estudo de argilominerais (e.g. Grim, 1953; Brindley & Brown, 1980), como aquecimento a 500°C por 5 horas, solvatação com etilenoglicol por cerca de 17 horas (Thiry, 1974) e solvatação com hidrazina

para estudo da cristalinidade das caulinitas (Range *et al.*, 1969 *apud* Brindley & Brown, 1980).

Os estudos por microscopia eletrônica de varredura foram realizados no Instituto de Química da Universidade Estadual Paulista, Campus de Araraquara, com equipamento JEOL-JSM-T 330A, e no Departamento de Engenharia de Materiais da Universidade Federal de São Carlos com microscópio ZEISS, modelo 940A.

Análises térmicas, termo-diferencial (ATD) e termo-gravimétrica (ATG), foram realizadas no Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, com aparelho operando em atmosfera natural (ar), aquecimento até 1000°C com aumento gradual de 10°C/minuto e amostras com massas iniciais da ordem de 100 miligramas.

Adicionalmente, foi analisada a capacidade de troca catiônica dos argilominerais para amostras totais e da fração <2µm via titulação com ácido etilendiaminotetracético (EDTA), segundo procedimento empregado pelo Laboratório de Desenvolvimento de Novos Materiais da Fundação Salim Farah Maluf, sendo os resultados expressos em miliequivalentes de Ca/100g de amostra.

Análises geoquímicas multielementares por fluorescência de raios X foram realizadas para cinco amostras totais dos sedimentos argilosos da Formação Fonseca e respectivas frações <20µm. As análises foram efetuadas com equipamento Philips Sequencial Automático no Instituto de Geologia da Universidade de Hamburgo, Alemanha.

Uma análise geoquímica de matéria orgânica do folhelho papiráceo da Formação Fonseca foi realizada no Centro de Pesquisas e Desenvolvimento da Petróleo Brasileiro S.A. (CENPES/PETROBRÁS).

RESULTADOS

Na composição mineralógica dos sedimentos da Formação Fonseca predominam argilominerais dos grupos da caulinita, mica e, mais raramente, esmectita, além de quartzo e feldspato.

Os sedimentos arenosos da Formação Fonseca contêm grãos angulosos a subangulosos, de granulação média, de quartzo, feldspatos (plagioclásio e feldspato alcalino) em diferentes estados de altera-

ção, micas e fragmentos líticos de micaxisto dispersos em matriz argilosa, constituída por caulinitas arredondadas (10-16µm), com cimentação ferruginosa incipiente. Caulinitas autigênicas, com formas pseudo-hexagonais (2-0,2µm) e textura de "livros" (*face-to-face*, Welton, 1984), ocorrem nos poros da matriz argilosa detrítica dos arenitos (Fig. 5). De modo geral, constituem sedimentos imaturos textural e mineralogicamente, podendo ser classificados como areias sílticas a argilosas (Shepard, 1954), pertencentes ao campo dos *wackes* líticos de Dott Jr. (1964). Ressalta-se que nesta classificação, baseada em análises modais em lâminas delgadas, os grãos tabulares com clivagem proeminente e baixa birrefringência, dispersos na matriz dos sedimentos arenosos, foram considerados como feldspatos detríticos pseudomorfizados por alteração intempérica.

A caulinita é o argilomineral principal dos sedimentos argilo-arenosos, incluindo os fossilíferos e papiráceos, e ocorre associada à mica, quartzo e, mais raramente, esmectita.

O folhelho papiráceo (Fig. 2) é formado pela intercalação de lâminas argilosas e silto-argilosas com matéria orgânica, tendo raros leitos arenosos associados. As lâminas silto-argilosas são predominantes e apresentam matriz caulinitica, com clastos angulosos de quartzo que ondulam a laminação (Fig. 6A).

Nos sedimentos argilo-arenosos fossilíferos (Fig. 3D) a estratificação é proeminente (Fig. 6B) e, as lâminas argilosas são também essencialmente cauliniticas, com rara esmectita associada (Fig. 6C). Os leitos arenosos contêm, além destes argilominerais, clastos de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino alterados, biotita pleocróica e mica incolor (Fig. 6C). De modo geral, esses sedimentos são também imaturos textural e mineralogicamente, sendo classificados como areias sílticas a argilosas (Shepard, 1954), pertencentes ao campo dos *wackes* líticos de Dott Jr. (1964).

Os estudos geoquímicos do folhelho papiráceo da Formação Fonseca indicaram teor de C_{org} total de 19,08%, alto índice de hidrogênio, 633 mgHC/gCO (HC – hidrocarbonetos; CO – carbono orgânico), e T_{max} de produção de hidrocarbonetos

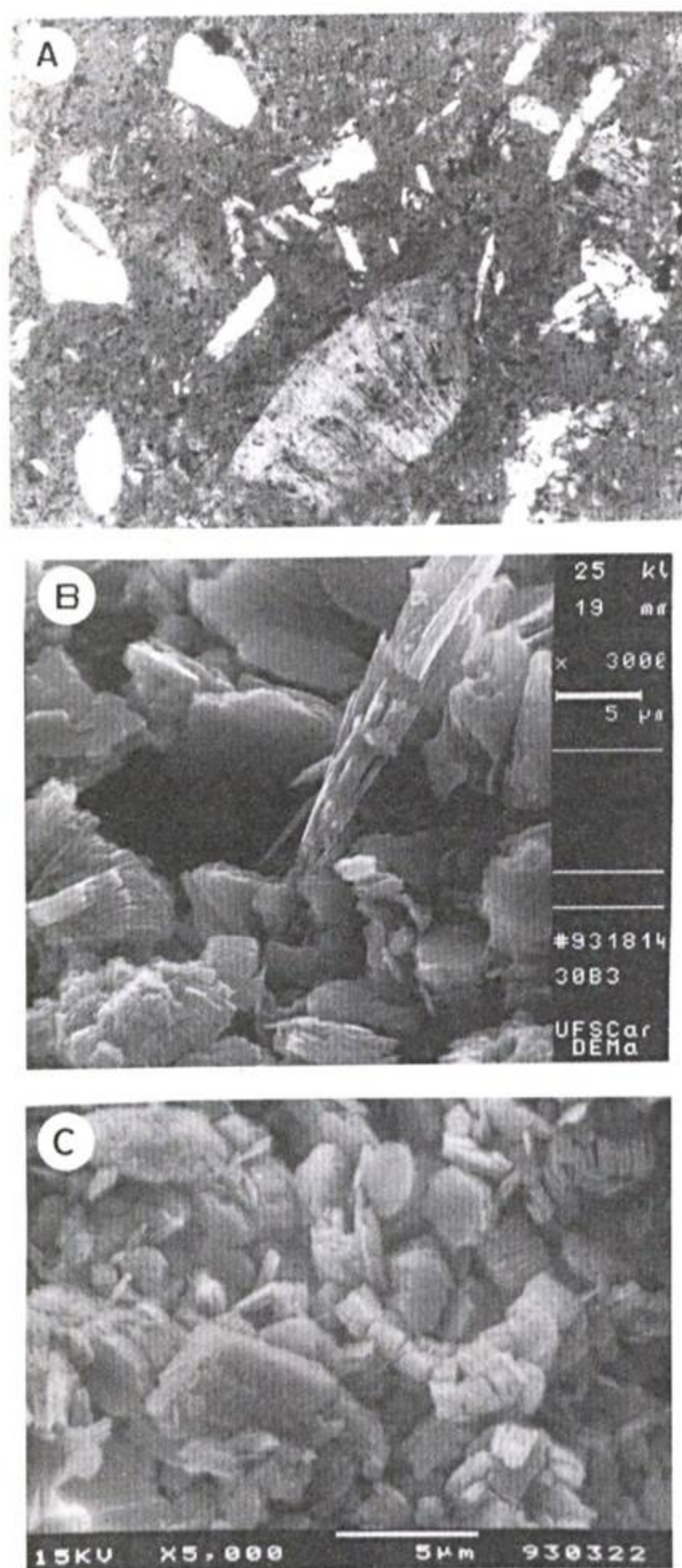


Fig. 5 — Fotomicrografias dos sedimentos arenosos da Formação Fonseca, ilustrando: A — aspecto geral do sedimento contendo grãos angulosos de quartzo, feldspato alterado e mica, dispersos na matriz (aumento de 200×); B — matriz do sedimento com abundantes caulinitas arredondadas, de granulação grossa e dispostas caoticamente, tendo nos poros caulinitas finas, pseudo-hexagonais em textura de “livro”; C — detalhe das caulinitas em textura de “livro”.

de 426°C. Estes dados classificam o sedimento como imaturo a pouco maturo quanto à matéria orgânica e, também, como excelente rocha geradora

de hidrocarbonetos, com gênese em ambiente lacustre com profusão de algas, estas pertencentes ao Tipo I de matéria orgânica da classificação de van Krevelen (Gaglianone & Trindade, 1984).

Os sedimentos essencialmente argilosos são compostos por caulinitas arredondadas dispostas em textura casa-de-cartas, tendo em seus poros “livros” de caulinitas pseudo-hexagonais, o que ressalta o caráter poroso da matriz (Fig. 7A). A estas caulinitas mais grossas associam-se ainda caulinitas em textura vermiforme (Fig. 7B). As micas ocorrem como placas arredondadas dispersas no sedimento fino, com granulação de 2mm a $\geq 2\mu\text{m}$, e apresentam sinais de desagregação nas bordas dos grãos devido a alteração intempérica. A esmectita é rara na Formação Fonseca, tendo sido encontrada apenas nos sedimentos finos das seções colunares C e D (Fig. 3), onde ocorre como grãos placóides de bordas finas e irregulares, ou ainda como grãos com formas de “penas” com aproximadamente $4\mu\text{m}$ de comprimento, dispersos na matriz argilosa (Fig. 7C).

Em difração de raios X, a caulinita dos sedimentos argilosos exhibe, de modo geral, reflexões basais (001) de 7,1-7,2Å, de média a alta intensidade (Figs. 8A, 8B, 8C, 8D). Principalmente nas amostras das frações $<20\mu\text{m}$ e, subordinadamente das frações $<2\mu\text{m}$, registra-se um grau moderado de assimetria nas partes intermediárias a inferiores dos picos, além de ligeiro deslocamento do reflexo basal após glicolagem, ambos para o lado de valores de 2θ menores (Figs. 8A, 8D). Os resultados complementares obtidos no tratamento com hidrazina classificam estas caulinitas no tipo I de Range *et al.* (1969 *apud* Brindley & Brown, 1980), correspondente a caulinitas moderadamente ordenadas (Figs. 8E, 8F, 8G, 8H).

As micas apresentam espaçamento basal d_{001} de 9,8-10,0Å em difratogramas de amostras totais, sem tratamento prévio. Nas amostras aquecidas das frações $<20\mu\text{m}$ e $<2\mu\text{m}$ ocorre um aumento do espaçamento basal, normalmente de 0,05-0,10Å, e na intensidade desse reflexo em geral de 15 a 20%, mas podendo alcançar até 60%, sugerindo a presença de illita (Figs. 8C, 8D).

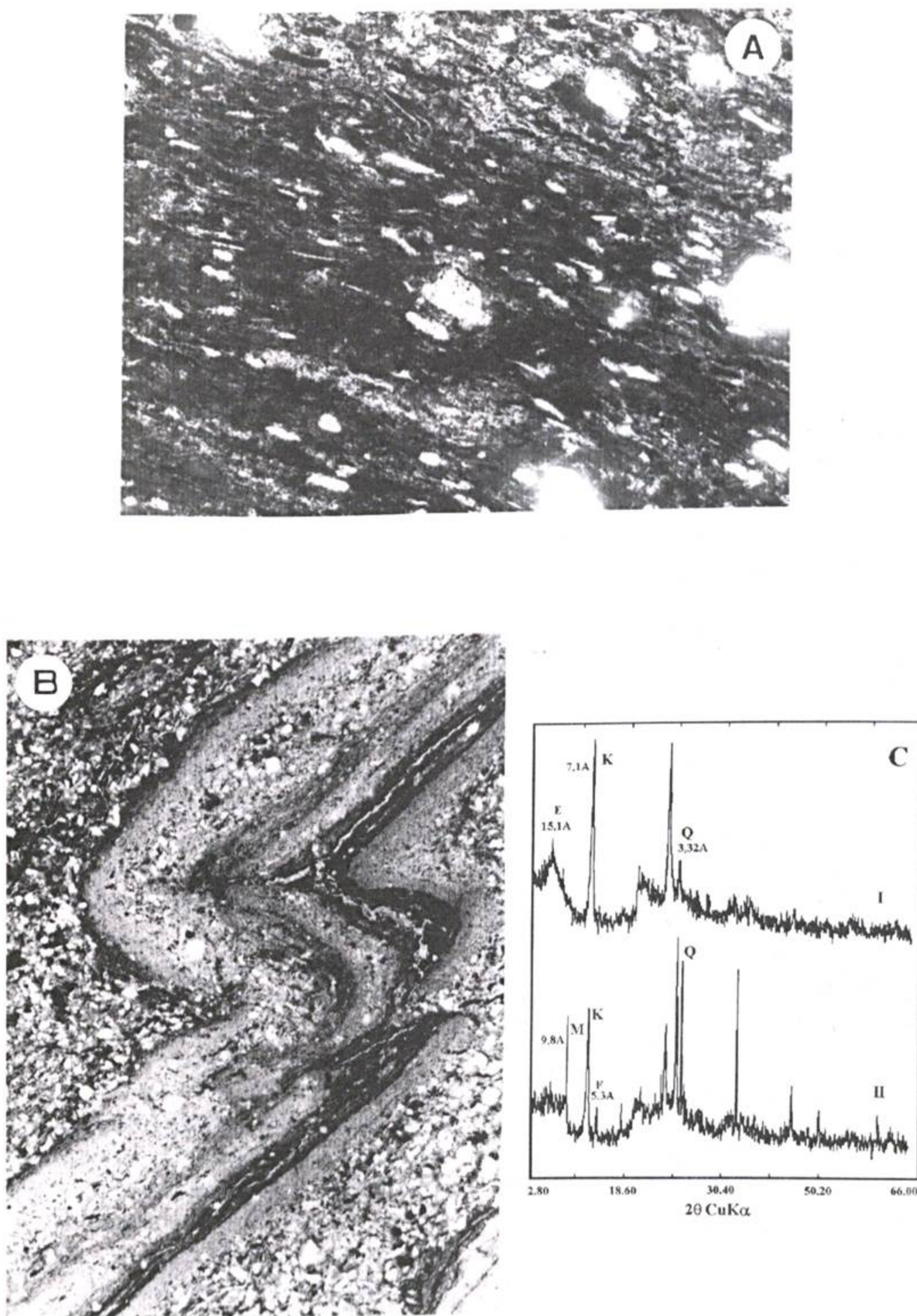


Fig. 6 — Sedimentos argilo-arenosos fossilíferos da Formação Fonseca. A — fotomicrografia ilustrando a perturbação na laminação da matriz argilosa do folhelho papiráceo por grãos de quartzo detrítico (aumento de 100×); B — fotomicrografia do bandamento dos sedimentos argilo-arenosos fossilíferos, representados na figura 3D (aumento de 25×); C — difratogramas de raios X de amostra total da lâmina argilosa (I) e do leito arenoso (II) do sedimento da figura 3D, sendo K — caulinita, M — mica, E — esmectita, F — feldspato, Q — quartzo.

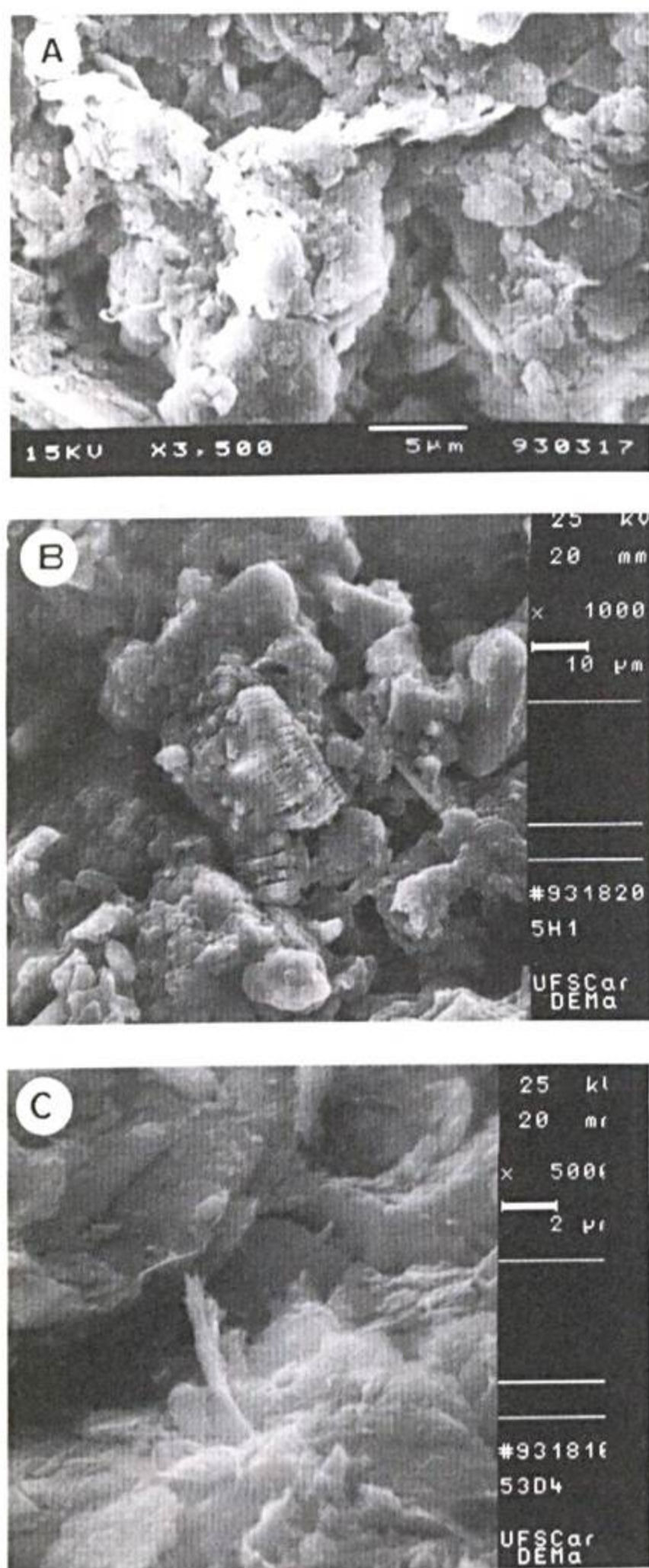


Fig. 7 — Fotomicrografias de MEV dos sedimentos argilosos da Formação Fonseca, ilustrando: A — matriz do sedimento argiloso de meandro abandonado, contendo caulinitas detríticas em textura casa-de-cartas e caulinitas autigênicas em textura de "livros" crescidas nos poros da matriz; B — caulinita vermiforme autigênica nos poros da matriz; C — matriz porosa do sedimento da figura 3C, com caulinitas pseudo-hexagonais e esmectita em grão com forma de "pena" (centro da foto).

A esmectita é caracterizada por picos sempre largos, de baixa a média intensidade com espaçamento basal d_{001} de 15,1 Å (Fig. 6C).

Nas análises térmicas, por ATD/ATG, a caulinita foi bem caracterizada, registrando gráficos típicos, análogos ao padrão descrito por Mackenzie (1957). A esmectita e a mica não foram detectadas nessas análises, por constituírem frações subordinadas nos sedimentos cauliníticos.

O valor médio da capacidade de troca catiônica (CTC) obtido para as frações $<2\mu\text{m}$ dos sedimentos argilosos foi de 28 meq de Ca/100g de amostra. O resultado é superior aquele indicado na literatura para caulinita bem cristalizada, que varia até 15 meq/100g, sugerindo a influência da má cristalinidade das caulinitas estudadas. Para várias alíquotas de uma amostra total do sedimento argiloso com esmectita os valores de CTC variaram de 36 a 40 meq de Ca/100g, o que se deve a mistura mineralógica da amostra.

Os gráficos geoquímicos binários da figura 9, obtidos a partir de dados de fluorescência de raios X, mostram:

- 1) a correlação positiva entre K e Ba (Fig. 9A), indicando a presença de Ba na estrutura da mica, provavelmente nos espaços interlamelares. Com a remoção dos minerais detríticos mais grossos na fração $<20\mu\text{m}$, o Ba também é empobrecido;
- 2) o enriquecimento de Fe, Cr e V (Figs. 9B, 9C, 9D), sem ser acompanhado de substancial acréscimo de Al_2O_3 , sugerindo a presença de óxidos hidratados de Fe (Figs. 9E, 9F), provavelmente amorfos, que tem um elevado potencial de absorção de outros metais, entre estes o Cr e V;
- 3) de modo geral, a homogeneidade mineralógica dos sedimentos da Formação Fonseca, amostras totais e frações menores que $20\mu\text{m}$. Destaca-se, entretanto, a presença de mica e zircão nas frações $>20\mu\text{m}$ (Figs. 9G, 9H) e, titânio (Fig. 9I) nas finas, onde ocorre, principalmente, caulinita.

Cálculos mineralógicos normativos, a partir das análises químicas, mostraram que os sedimentos argilosos, na fração $<20\mu\text{m}$, são compostos por cerca de 80-90% de caulinita, 5-15% de quartzo e 5-10% de mica.

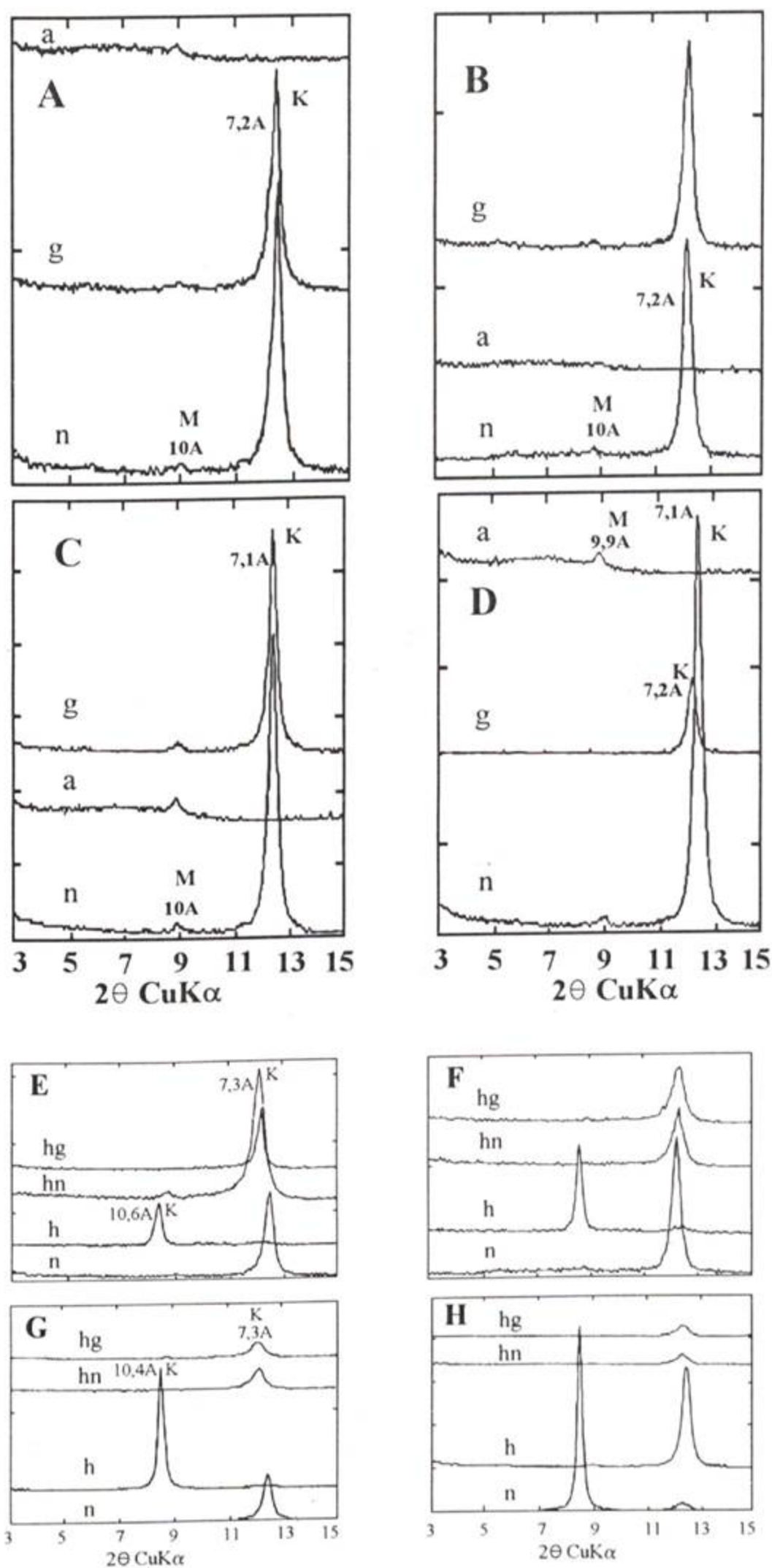


Fig. 8 — Difratomogramas de raios X dos sedimentos argilosos da Formação Fonseca, ilustrando o deslocamento da reflexão basal das caulinitas, após glicolagem, nas amostras das frações $<20\mu\text{m}$ (difratogramas A, B) e $<2\mu\text{m}$ (C, D), e respectivos resultados após tratamento com hidrazina, também, das frações $<20\mu\text{m}$ (E, F) e $<2\mu\text{m}$ (G, H). Nota-se, ainda, nos difratogramas C e D o aumento na intensidade da reflexão basal da mica após aquecimento. Ressalta-se que os difratogramas A, C, E e G correspondem a uma mesma amostra, bem como o conjunto B, D, F e H é de outra única amostra.

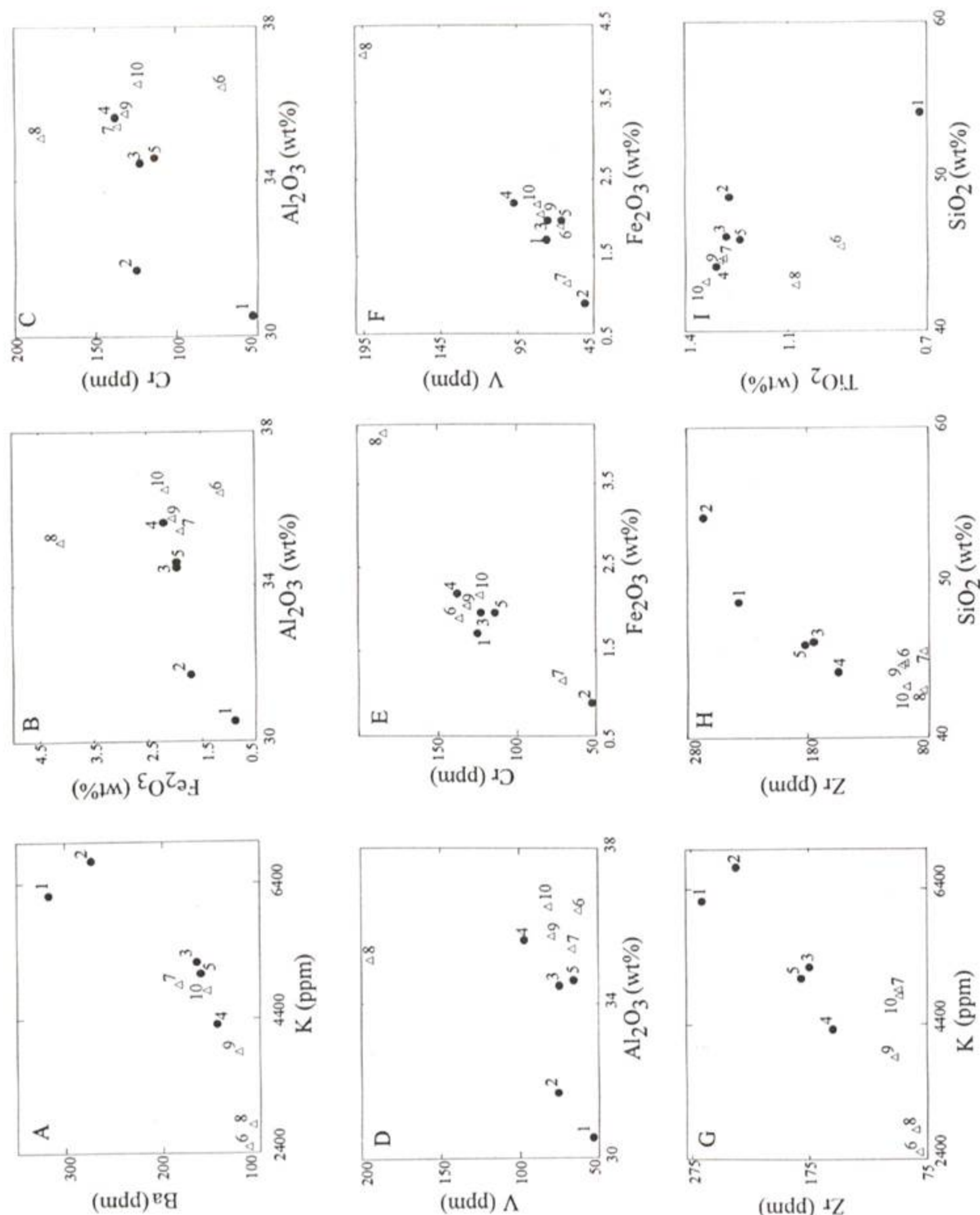


Fig. 9 — Gráficos binários geoquímicos, mostrando: A — a correlação positiva entre K e Ba; B, C, D — o enriquecimento de Fe, Cr e V, sem ser acompanhado de substancial acréscimo de Al_2O_3 ; E, F — a correlação positiva de Fe $\times$ Cr e V, indicando a presença de óxidos hidratados de Fe contendo Cr e V, respectivamente; G, H — a correlação de K $\times$ Zr indicativa da presença de mica e zircão nas frações $>20\mu\text{m}$; I — a contribuição de TiO_2 nas frações finas. Os números em cada gráfico representam as amostras totais (números 1 a 5) e respectivas amostras das frações $<20\mu\text{m}$ (números 6 a 10), de modo a constituir os pares (1-6), (2-7), (3-8), (4-9), (5-10).

INTERPRETAÇÕES AMBIENTAIS

FORMAÇÃO FONSECA

O ambiente de sedimentação da Formação Fonseca era um sistema fluvial meandrante, instalado sobre o embasamento regional de rochas pré-cambrianas intemperizadas. Esse sistema desenvolveu subambientes com depósitos característicos de atalho em corredeira (*chute cutoff*), planície de inundação (*floodplain*), meandro

abandonado (*oxbow lake*), rompimento de diques marginais (*crevasse splay*) e pântano (*swamp*) (Fig. 10) (Sant'Anna & Schorscher, 1994).

As areias basais da Formação Fonseca, com granulometria grossa e estratificação cruzada tabular de baixo ângulo (Figs. 2, 3A), constituem depósitos de atalho em corredeira desenvolvidos, conspicuamente, sobre depósitos de planície de inundação.

Os sedimentos de meandro abandonado são argilas laminadas, intercaladas com delgados leitos

arenosos, passando em contato brusco para o nível de folhelhos papiráceos (Fig. 2). A intercalação de camadas argilosas e arenosas com os folhelhos sugere alguma contribuição de sedimentos clásticos, talvez por ocasião de enchentes e conseqüentes transbordamentos dos cursos de água; porém, a repetição de pacotes arenosos com estrutura granodrescente ascendente e tendência geral para granulometrias sucessivamente mais finas, indicam condições e ambiente de abandono lento e gradativo de canal.

Depósitos de planície de inundação compreendem os sedimentos argilosos laminados, localmente intercalados com lâminas siltosas e/ou arenosas. Estes são os sedimentos mais característicos e abundantes da Formação Fonseca, presentes em todas as exposições e seções colunares descritas (Figs. 2, 3).

Os depósitos de rompimento de diques marginais sobrepõem-se aos depósitos de planície de inundação com contatos erosivos e são constituídos por níveis arenosos grossos, em geral maciços, contendo grânulos de quartzo, seixos a matações de rochas do embasamento e intraclastos argilosos, estes canibalizados dos depósitos de planície de inundação (Figs. 2, 3).

O depósito de pântano (seção colunar da figura 3D) é caracterizado pela alternância de níveis argilosos ricos em matéria orgânica originada *in situ*

e de níveis arenosos com detritos orgânicos de épocas de enchentes.

O quartzo, a mica e os feldspatos como partículas detríticas predominantes da fração areia, e a mineralogia caulinitica da matriz indicam os terrenos de rochas *sensu latu* graníticas da Associação TTG, arqueana como as principais áreas fontes dos sedimentos da Formação Fonseca. Os dados geoquímicos (Fig. 9) sustentam essas evidências mineralógicas, principalmente, pelas relações entre os elementos Si, Al, Zr, Ba, K, e revelam ainda, pelos elementos Ti, Fe, Cr e V, a participação das rochas máfico-ultramáficas na formação dos sedimentos. Deve-se ressaltar ainda a origem detrítica das caulinitas (Figs. 5B, 7B) e micas de granulação grossa e formas arredondadas, devido ao transporte da área-fonte até a Bacia de Fonseca, tendo sua gênese vinculada a alteração, talvez em climas úmidos e quentes, das rochas quartzo-feldspáticas do embasamento. Esta interpretação paleoclimática não fica prejudicada pelos teores consideráveis de feldspatos detríticos nas frações areia, considerando-se que estes sedimentos sofreram, provavelmente, pequenos transportes a partir das áreas fontes de rochas graníticas alteradas. Dessa forma, feldspatos ainda não completamente alterados poderiam ser carregados por pequenas distâncias e logo depositados.

A diagênese promoveu algumas mudanças nos sedimentos da Formação Fonseca, destacando-

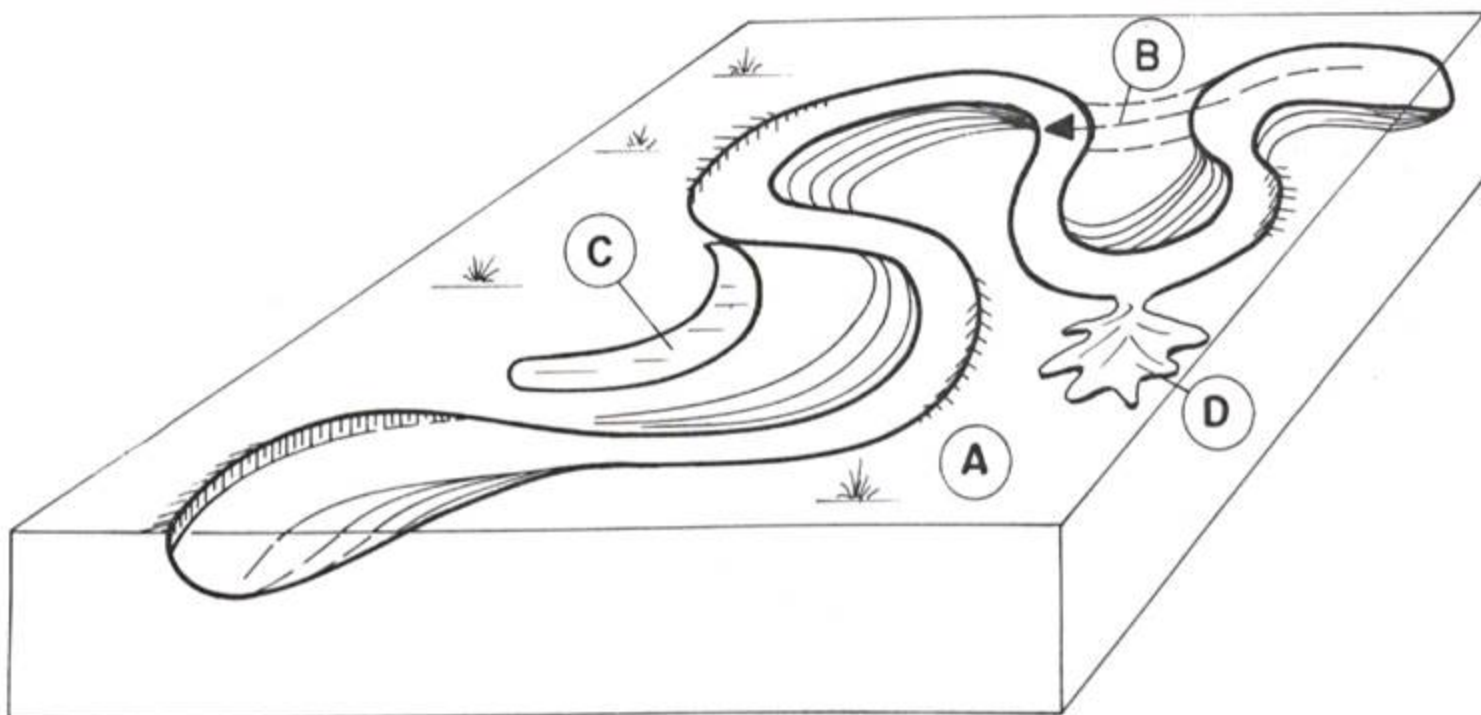


Fig. 10 — Bloco diagrama representando os subambientes de sedimentação de um sistema fluvial meandrante (modificado de Walker & Cant, 1983), com indicação daqueles identificados na Formação Fonseca: A — planície de inundação, incluindo depósitos de pântano; B — depósito em corredeira ou canal de atalho; C — meandros abandonados; D — depósitos de rompimento de diques marginais.

se: 1) a compactação, responsável pelo alto grau de fissilidade dos sedimentos, especialmente dos folhelhos papiráceos; 2) a neoformação de argilominaerais, principalmente de caulinitas em textura de "livro" (Figs. 5A, 5C) e de rara esmectita com formas delicadas (Fig. 7C). No entanto, esta diagênese foi de baixo grau, como evidenciam tanto o arranjo ainda caótico dos grãos detríticos na matriz dos sedimentos (Fig. 5A) quanto a baixa maturidade da matéria orgânica do folhelho papiráceo, conforme os dados geoquímicos.

O intemperismo recente tem promovido a formação de caulinitas em textura vermiforme, as quais originaram-se tanto a partir das caulinitas detríticas da matriz como dos feldspatos detríticos, conforme evidenciam os estudos de MEV e de microscopia óptica. O intemperismo ocasionou também a desagregação e alteração das placas de micas.

Os dados de difração de raios X apontam a alta cristalinidade das caulinitas diagenéticas finas (fração $<2\mu\text{m}$), bem como a menor cristalinidade das caulinitas mais grossas de origem detrítica. Os valores de CTC devem-se, principalmente, a estas caulinitas de menor cristalinidade.

FORMAÇÃO CHAPADA DE CANGA

Os sedimentos rudáceos, aqui definidos como Formação Chapada de Canga, compreendem pacotes de conglomerados maciços, originados em sistema de leques aluviais, associados, lateralmente, a sedimentos conglomeráticos estratificados re-trabalhados em rios entrelaçados. Os dados de paleocorrentes, ainda que preliminares, e principalmente a mineralogia ferruginosa dos seixos e da matriz, confirmam as formações ferríferas e rochas carbonáticas do Grupo Itabira, Supergrupo Minas, aflorantes no sopé da Serra do Caraça, a NW da região estudada, como área-fonte destes sedimentos (Fig. 1).

Para esta formação destacam-se, além do importante papel da tectônica sinsedimentar, evidenciada pela geração de diques clásticos (Fig. 4), a vigência de condições climáticas, provavelmente, mais secas e marcadas por chuvas torrenciais.

REVISÃO LITOESTRATIGRÁFICA

Com base nos resultados obtidos propõe-se a redefinição da Formação Fonseca, com nova seção-tipo e separada da Formação Chapada de Canga, uma vez que o quadro estratigráfico anterior (Maxwell, 1972), mostrou-se bastante impreciso nas verificações *in loco* do perfil tipo. Com esta finalidade, apresenta-se a seção colunar da figura 2 como holoestratótipo da Formação Fonseca, tendo as colunas B e C (Fig. 3) como paraestratótipo e aquelas das figuras 3D e E como hipoestratótipos.

O único autor que tratou das rochas rudáceas, aqui incluídas na Formação Chapada de Canga, sob aspectos inclusive estratigráficos, posicionou-as no topo da seção-tipo da Formação Fonseca (Maxwell, 1972). Os resultados do presente trabalho divergem substancialmente dessa interpretação, ressaltando-se as características litológicas, morfológicas e estruturais conspícuas dos depósitos rudáceos, que os tornam mapeáveis em escala de detalhe na área. Visto haver, ainda, um importante hiato sedimentar e significativas diferenças litoestruturais entre as duas unidades, propõe-se a definição formal dos depósitos rudáceos como Formação Chapada de Canga, e descarta-se a possibilidade de incluir estes depósitos na Formação Fonseca.

Como seção-tipo da Formação Chapada de Canga é proposto o afloramento f (Fig. 1), constituído de conglomerado maciço (Fig. 4A), sendo este o holoestratótipo da formação. Como paraestratótipos indicam-se os afloramentos g, i (Fig. 1), onde ocorrem conglomerados com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo (Fig. 4B) e estratificação plano-paralela, respectivamente. Propõe-se, ainda, como hipoestratótipo a seção do afloramento h (Fig. 1) que apresenta diques clásticos (Fig. 4C).

CONCLUSÕES

A evolução geológica da Bacia de Fonseca inicia-se com a instalação de um sistema fluvial meandrante, tendo como embasamento e área-fonte os terrenos TTG e granito-greenstone belt arqueanos da região leste do Quadrilátero Ferrífero. A mineralogia de seus litotipos e o ambiente

deposicional da Formação Fonseca sugerem condições de clima quente e úmido, com intemperismo avançado das rochas nas áreas fontes. Os sedimentos da Formação Fonseca sofreram algum soterramento e processos eodiagenéticos promoveram a neoformação de argilominerais, principalmente caulinita, e rara esmectita. O intemperismo recente, pós-sedimentar, além de alterar os minerais preexistentes, gerou novos constituintes. A Formação Fonseca foi redefinida com base nos resultados geológicos e mineralógicos deste trabalho.

Os conglomerados que constituem a Formação Chapada de Canga apresentam características geológicas e litológicas, que permitiram a reconstituição de ambiente deposicional de leques aluviais associados a rios entrelaçados para sua gênese. Estes depósitos sugerem mudança para clima mais seco, talvez semi-árido com chuvas torrenciais e esporádicas, facilitando o transporte de detritos grossos.

As duas formações apresentam idades e contextos tectônicos diferentes, bem como características litológicas que sustentam processos sedimentares, ambientes deposicionais e condições paleoclimáticas também distintos. Portanto, a Formação Chapada de Canga foi redefinida como uma unidade independente, mais jovem e não integrante da Bacia de Fonseca.

AGRADECIMENTOS

Agradecimentos são devidos à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP pela concessão de Bolsa de Estudo (Proc. 91/4057-6) à primeira autora e Auxílio à Pesquisa (Processo FAPESP 93/2093-0) ao Prof. Dr. Johann H.D. Schorscher. Pelas imagens de MEV agradecemos, ainda, ao Prof. Dr. Max Brandt Neto do Instituto de Biociências, Letras e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista (UNESP), ao Departamento de Engenharia de Materiais da Universidade Federal de São Carlos e a Firma Carl Zeiss do Brasil, São Paulo. Ao Prof. Dr. Chang Hung Kiang, do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP, e ao CENPES/PETROBRÁS agradecemos a análise geoquímica de matéria orgânica. Ao Laboratório de Desenvolvimento de Novos

Materiais da Fundação Salim Farah Maluf agradecemos pelas análises de CTC.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BRINDLEY, G. W. & BROWN, G., (1980), *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*. London, Mineralogical Society, 495p.
- DAVIES, H. P. K., (1993), *Petrogênese e evolução crustal precambriana da região de Bateias (Quadrícula 1:25.000 NE da folha topográfica Catas Altas 1:50.000), Quadrilátero Ferrífero – MG*. São Paulo, 265p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências – USP).
- DERBY, O. A., (1906), The Serra do Espinhaço, Brazil. *Journal of Geology*, **14**: 374-401.
- DOLIANITI, E., (1950), Contribuição à flora pliocênica de Fonseca, Minas Gerais. *An. Acad. bras. Ci.*, **22**: 303-306.
- DORR, J. N., (1964), Supergene iron ores of Minas Gerais, Brazil. *Econ. Geol.*, **50**: 1203-1239.
- DORR, J. N., (1969), Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U.S.G.S. Prof. Paper*, **641** (A): 110p.
- DOTT JR., R. H., (1964), Wacke, graywacke and matrix – What approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentary Petrology*, **34**: 625-632.
- DUARTE, L., (1974), Sobre uma flor de Bombacaceae, da Bacia Terciária de Fonseca, MG. *An. Acad. bras. Ci.*, **46**: 407-411.
- GAGLIANONE, P. C. & TRINDADE, L. A. F., (1984), Pirólise. In: PETROBRÁS. *Geoquímica de matéria orgânica*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, p. 75-83.
- GORCEIX, H., (1876), Note sur la roche connue vulgairement au Brésil sous le nom de Canga, et sur le bassin d'eau douce de Fonseca (province de Minas Geraes). *Bull. Soc. Geol. France*, **3**: 321-323.
- GORCEIX, H., (1884), Bacia Terciária d'água doce nos arredores de Ouro Preto (Gandarela & Fonseca) Minas Geraes – Brasil. *Annaes da Escola de Minas de Ouro Preto*, **3**: 75-92.
- GRIM, R. E., (1953), *Clay Mineralogy*. New York, McGraw-Hill, 384p.
- HARDER, E. C. & CHAMBERLIN, R. T., (1915), The geology of central Minas Gerais, Brazil. *Journal of Geology*, **23**: 341-378.

- INDA, H. A. V.; SCHORSCHER, J. H. D.; DARDENNE, M. A.; SCHOBENHAUS, C.; HARALYI, N. C. E.; BRANCO, P. C. A. & RAMALHO, R., (1984), O cráton do São Francisco e a faixa de dobramentos Araçuaí. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. eds. *Geologia do Brasil*. Brasília, DNPM/Div. Geol. Mineral, p. 193-248.
- LIMA, M. R. & SALARD-CHEBOLDIAEFF, M., (1981), Palynologie des Bassins de Gandarela et Fonseca (Eocène de l'Etat de Minas Gerais, Brésil). *Bol. IGUSP*, **12**: 33-45.
- LUCHESI, I., (1991), *Evolução petrogenética e metalogenética da Serra da Boa Vista, Quadrilátero Ferrífero*. São Paulo, 134p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências – USP).
- MACKENZIE, R. C., (1957), *The differential thermal investigation of clays*. London, Mineralogical Society, 456p.
- MAXWELL, C. H., (1972), Geology and ore deposits of the Alegria District, Minas Gerais, Brasil. *U.S.G.S. Prof. Paper*, **341** (J): 72p.
- PETRI, S.; COIMBRA, A. M.; AMARAL, G.; OJEDA Y OJEDA, H. A.; FÚLFARO, V. J. & PONÇANO, W. L., (1986), Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica – Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**: 370-415.
- SANT'ANNA, L. G., (1994), *Mineralogia das argilas e evolução geológica da Bacia de Fonseca*. São Paulo, 151p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências – USP).
- SANT'ANNA, L. G. & SCHORSCHER, J. H. D., (1994), Estratigrafia, ambiente de sedimentação e mineralogia das argilas da Bacia de Fonseca – Minas Gerais. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Balneário de Camboriú. Boletim de Resumos Expandidos... Balneário de Camboriú, SBG. p. 253-254. (Boletim 3).
- SANT'ANNA, L. G. & SCHORSCHER, J. H. D., (1995), Leques aluviais cenozóicos do flanco leste da Serra do Caraça (MG): a Formação Chapada de Canga. *An. Acad. bras. Ci.*, **67**: 519.
- SANT'ANNA, L. G.; SCHORSCHER, J. H. D. & RICCOMINI, C., (1994), Tectônica cenozóica no extremo leste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Balneário de Camboriú. Boletim de Resumos Expandidos... Balneário de Camboriú, SBG. p. 575-576. (Boletim 1).
- SANT'ANNA, L. G.; SCHORSCHER, J. H. D. & RICCOMINI, C., (submetido), Cenozoic tectonics of the Fonseca Basin region, eastern Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*.
- SCHORSCHER, J. H. D., (1978), Komatiitos na estrutura "Greenstone belt", Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30, Recife. Resumos... Recife, SBG. p. 292-293.
- SCHORSCHER, J. H. D., (1980), Contribuição à estratigrafia proterozóica do Quadrilátero Ferrífero. *An. Acad. bras. Ci.*, **52**: 195.
- SCHORSCHER, J. H. D., (1992), *Arcabouço petrográfico e evolução crustal de terrenos pré-cambrianos do sudeste de Minas Gerais: Quadrilátero Ferrífero, Espinhaço Meridional e Domínios Granito-Gnáissicos adjacentes*. São Paulo, **1-2**: 394p. (Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências – USP).
- SHEPARD, F. P., (1954), Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*, **24**: 151-158.
- VARAJÃO, C. A. C., (1988), *Estudo comparativo das jazidas de bauxita do Quadrilátero Ferrífero (MG)*. São Paulo, 213p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências – USP).
- THIRY, M., (1974), *Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse aux rayons X*. Strasbourg, Centre National de la Recherche Scientifique/ Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface, 25p.
- WALKER, R. G. & CANT, D. J., (1983), Facies models 3. Sandy Fluvial Systems. In: Walker, R. G. ed. *Facies models*. Toronto, Geological Association of Canada, p. 211.
- WELTON, J. E., (1984), *SEM Petrology Atlas*. Tulsa, AAPG, 237p.