

SEDIMENTOLOGIA E DIAGÊNESE DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO BARRO DURO (ALBIANO), ÁREA OESTE DA BACIA DE BARREIRINHAS

SEDIMENTOLOGY AND DIAGENESIS OF SANDSTONES OF THE BARRO DURO FORMATION (ALBIAN), WESTERN PART OF THE BARREIRINHAS BASIN, BRAZIL

Dilce de Fátima Rossetti¹ e Werner Truckenbrodt²

RESUMO — A Formação Barro Duro da Bacia de Barreirinhas representa uma seqüência siliciclástica de até 2 000 m de espessura, constituída, principalmente, por arenitos e, subordinadamente, por folhelhos. Com base em descrições sedimentológicas de testemunhos, sete associações litofaciológicas foram estabelecidas, as quais correspondem aos seguintes ambientes: canal distributário, baía interdistributária, *crevasse splay*, barra de desembocadura, barra distal, prodelta e marinho raso. As evidências petrográficas demonstram que os arenitos, classificados predominantemente como arcósios, foram submetidos aos seguintes eventos diagenéticos (ordenados temporalmente): 1) infiltração mecânica de argila e bioturbação, 2) precipitação de calcita precoce, 3) formação de sobrecrescimentos de quartzo e feldspato, 4) precipitação de clorita, 5) precipitação de calcita e dolomita ferrosas, 6) geração de porosidade secundária, 7) formação de minerais tardios incluindo caulinita, clorita, quartzo, feldspato, dolomita ferrosa/anquerita, siderita, pirita e minerais titaníferos e 8) desenvolvimento de filmes de óxido de ferro sobre siderita e dolomita ferrosa tardia, bem como a dissolução parcial destes carbonatos. A porosidade, predominantemente de origem secundária, varia de menos de 1% até 41%. Teores superiores a 17% são relacionados principalmente às associações faciológicas de canal distributário e barra de desembocadura. Entretanto, mesmo em amostras representativas destes depósitos, valores baixos de porosidade podem ser encontrados, principalmente devido a teores mais altos de cimento.

(Originals recebidos em 18.01.91).

ABSTRACT — Located in the Barreirinhas Basin, Northeastern Brazil, the Albian Barro Duro Formation comprises a siliciclastic sequence up to 2 000 m thick, constituted mainly of sandstones and, secondarily, of shales. On the basis of sedimentological descriptions of cores, seven lithofacies associations were distinguished, corresponding to the following environments: distributary channel fill, interdistributary bay, *crevasse splay*, distributary mouth bar, distal bar, prodelta, and shallow marine. Petrographic evidence indicates that Barro Duro sandstones are predominantly arkoses that were subject to the following sequence of main diagenetic events: (1) emplacement of clays by infiltration and bioturbation; (2) precipitation of early calcite; (3) formation of quartz and feldspar overgrowths; (4) precipitation of chlorite; (5) development of ferroan calcite and dolomite; (6) dissolution of grains and carbonate cements; (7) formation of late cements and replacements, including kaolinite, chlorite, quartz, feldspar, ferroan dolomite/ankerite, siderite, pyrite, and titaniferous minerals; and (8) development of films of iron oxide on siderite and late ferroan dolomite, as well as partial dissolution of these carbonate minerals. Porosities observed in thin sections of Barro Duro sandstones range from less than 1% to 41% and are mainly of secondary origin. Values higher than 17% are dominantly related to the distributary channel fill and mouth bar facies associations, which probably displayed high primary porosities. However, even in these deposits, lower porosities may occur, due mainly to higher cement content.

(Expanded abstract available at the end of the paper).

1 -- INTRODUÇÃO

Nestes últimos anos, a Bacia de Barreirinhas, localizada entre as cidades de Parnaíba no Piauí e São Luís no Maranhão (fig. 1), tem merecido considerável atenção por parte da equipe exploratória da PETRO-

BRÁS, tendo em vista a descoberta de pequenas acumulações de hidrocarbonetos na seção *rift*, isto é, nos arenitos turbidíticos das formações Bom Gosto e Tutóia, bem como nos arenitos flúvio-deltaicos da Formação Barro Duro (Bruhn *et al.* 1988). Com isto, o nível de conhecimento geológico desta bacia costeira

1 - Museu Paraense Emílio Goeldi, Av. Magalhães Barata, 376, CEP 66040, Belém, PA, Brasil.

2 - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Campus Universitário do Guamá, CEP 66059, Belém, PA, Brasil.

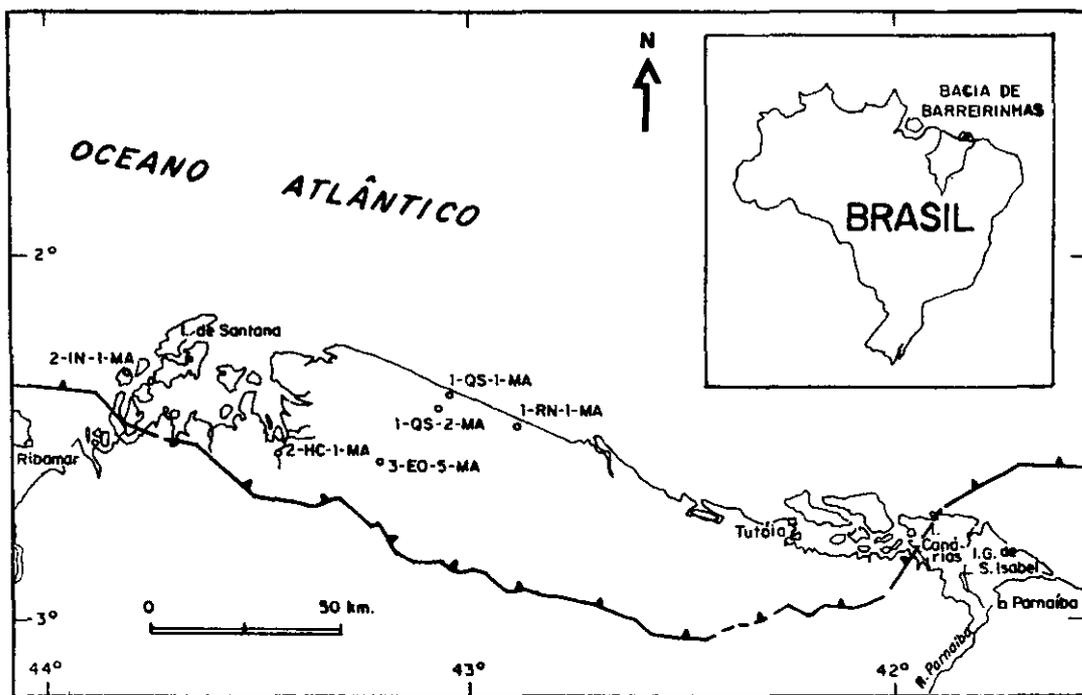


Fig. 1 - Mapa de localização da Bacia de Barreirinhas e dos poços estudados.
 Fig. 1 - Location map, Barreirinhas Basin, showing distribution of cored wells under study.

tem sido significativamente aumentado. Entretanto, permanecem ainda muitos questionamentos com relação à qualidade dos reservatórios.

O objetivo deste estudo é documentar as fácies, suas associações, a petrografia e diagênese dos arenitos da Formação Barro Duro na borda oeste da Bacia de Barreirinhas e contribuir, com isto, para um melhor entendimento dos padrões deposicionais e diagenéticos, a fim de auxiliar em futuras pesquisas exploratórias. Baseia-se na análise de um total de aproximadamente 140 m de testemunhos, oriundos de seis poços, cuja localização está indicada no mapa da figura 1. Foram descritas 105 seções delgadas de arenitos, impregnadas com epóxi azul, para ressaltar os aspectos referentes à porosidade. As lâminas foram tingidas com solução de alizarina vermelha S e ferricianeto de potássio, que permitiu a discriminação dos tipos de cimentos carbonáticos presentes (Carver, 1971). A avaliação quantitativa dos constituintes baseou-se na contagem de 300 pontos por lâmina, a fim de se determinarem as percentagens modais dos minerais detríticos e autigênicos, bem como do espaço poroso.

A identificação dos argilominerais foi realizada por difração de raios X, e algumas amostras selecionadas foram estudadas ao microscópio eletrônico de varredura (MEV), a fim de se determinarem a morfologia e as relações texturais dos minerais autigênicos.

Adicionalmente, a composição química de sete amostras representativas de folhelhos foi determinada através de fluorescência de raios X e colorimetria (boro).

2 — A BACIA DE BARREIRINHAS E A FORMAÇÃO BARRO DURO

A Bacia de Barreirinhas, em parte submersa pelo Oceano Atlântico, limita-se ao sul com a Bacia de Parnaíba, mediante o Arco Ferrer-Urbano Santos; a oeste com a Bacia de São Luís, por meio da Plataforma de Ilha de Santana; e a leste com a Bacia de Piauí-Camocim, através do Alto Atlântico. Sua evolução tectono-sedimentar está diretamente vinculada ao processo de abertura do Atlântico Equatorial, cujo início se deu no Eocretáceo. A espessa seqüência sedimentar, acumulada nesta bacia do tipo *pull-apart*, inclui rochas terrígenas e carbonáticas, englobadas em três grandes grupos: Canárias, Caju e Humberto de Campos (Pamplona, 1969; Ojeda e Motta, 1976; Figueiredo *et al.* 1982). A carta estratigráfica pós-jurássica da Bacia de Barreirinhas (PETROBRÁS/DEPEX, 1988) é apresentada na figura 2.

A Formação Barro Duro faz parte do Grupo Canárias, de idade aliana, o qual é constituído por rochas siliciclásticas pertencentes a um sistema deltaico (Rodrigues *et al.* 1969) que, segundo Tigre (1970) e Pamplona *et al.* (1972), na borda oeste da bacia, é do tipo altamente construtivo. Brown *et al.* (1976) apresentam um modelo alternativo, no qual consideram a influência de ondas e marés durante a sedimentação do Grupo Canárias.

A Formação Barro Duro, objeto deste estudo, apresenta espessuras superiores a 2 000 m na borda oeste da bacia, e é composta, predominantemente,

por arenitos e pelitos, genericamente interpretados como depósitos de frente deltaica do sistema regressivo Canárias. Figueiredo *et al.* (1982) consideraram estes sedimentos como produtos dos sistemas flúvio-deltaico/leque deltaico e distal-prodelta/talude/bacial. Segundo informações palinológicas (Regali *et al.* 1983), a progradação deltaica da Formação Barro Duro se processou em ambiente nitidamente marinho, não tendo sido registrados, até o momento, sedimentos lacustres albianos equivalentes à fase *rift*/proto-oceânica.

De acordo com Pamplona *et al.* (1971), os melhores reservatórios da Formação Barro Duro estão associados, geralmente, à fácies de canais distributários de alta energia da planície deltaica. Os reservatórios com valores baixos de porosidade e permeabilidade indicam baixa energia ambiental e sensível precipitação de cimento (quartzo, calcita).

3 – FÁCIES E AMBIENTES DEPOSICIONAIS

Um total de doze fácies descritivas (tabela I) foi individualizado no intervalo estudado da Formação Barro Duro, as quais foram reunidas em sete associações, representativas dos seguintes ambientes: canal distributário, baía interdistributária, *crevasse splay*,

barra de desembocadura, barra distal, prodelta e marinho-raso. A fim de facilitar a citação das fácies, empregou-se uma simbologia inspirada em Miall (1977), onde a(s) letra(s) maiúscula(s) corresponde(m) à litologia, e a minúscula à estrutura sedimentar mais característica. Vale ressaltar, porém, que, neste trabalho, a utilização deste código não tem conotação genética, sendo empregado apenas no sentido descritivo.

3.1 – Canais Distributários

Os canais distributários são preenchidos por arenitos de granulometria fina a grossa, com estratificações cruzadas acanaladas, tabulares e indistintas, de pequeno a médio portes (fácies Ax, foto 1a), as quais são especialmente bem visualizadas no testemunho 21 do poço 2-IN-1-MA. A estes sedimentos associam-se as fácies arenosas Ap, Al e Ad (fácies Ad, foto 1b), as quais possuem, em certos níveis, acamamento gradacional do tipo normal. Fases de diminuição da energia do fluxo são registradas pela intercalação das fácies pelíticas FAo e F. Em associação aos níveis mais argilosos, localmente foram verificadas finas películas de carvão.

São comuns zonas onde as porções argilosas apresentam-se sob forma de lâminas irregulares e for-

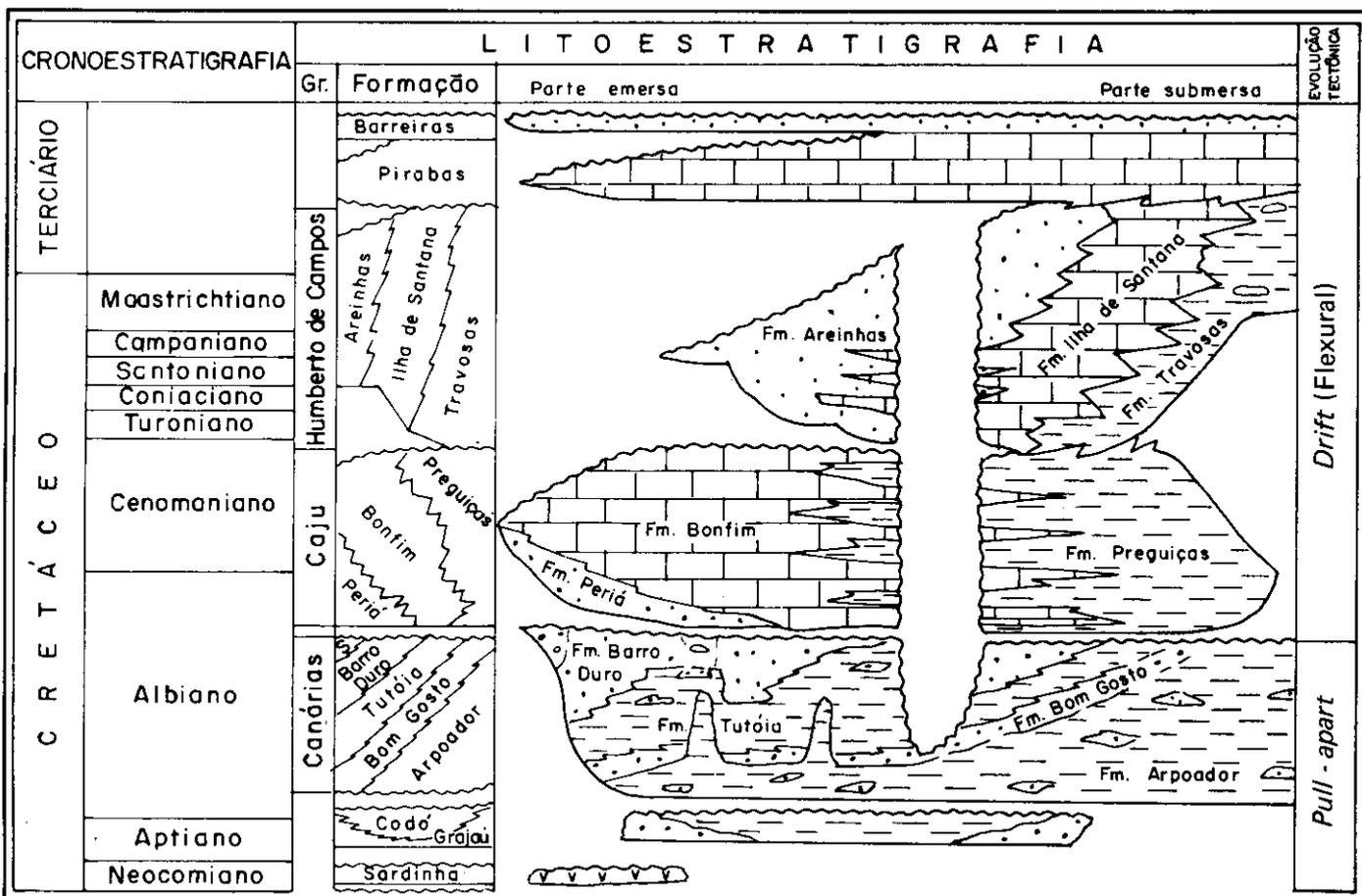


Fig. 2 - Carta estratigráfica pós-jurássica da Bacia de Barreirinhas (fonte: PETROBRÁS, 1988, com modificações).
Fig. 2 - Post-Jurassic stratigraphic chart of Barreirinhas Basin (adapted from PETROBRÁS, 1988).

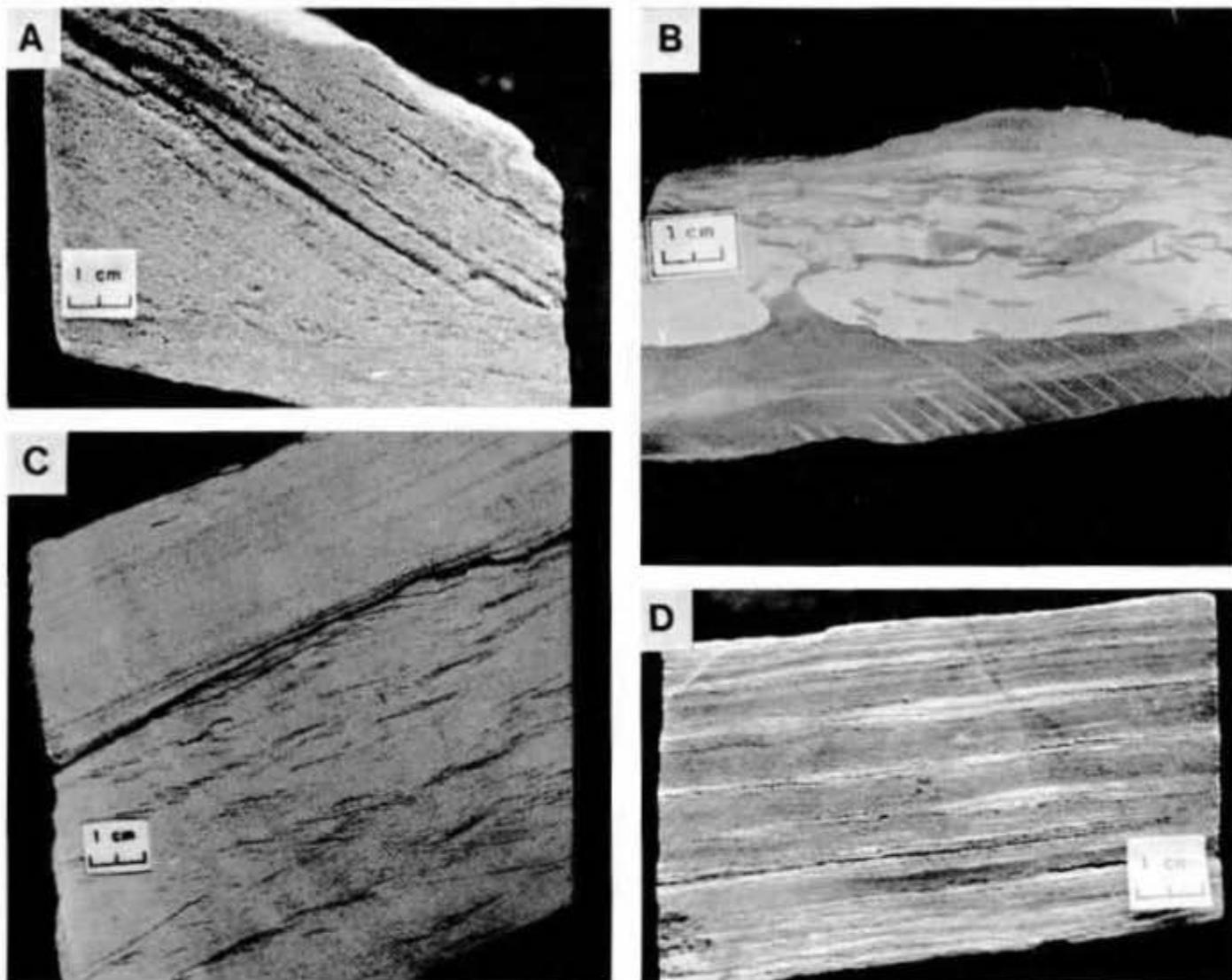


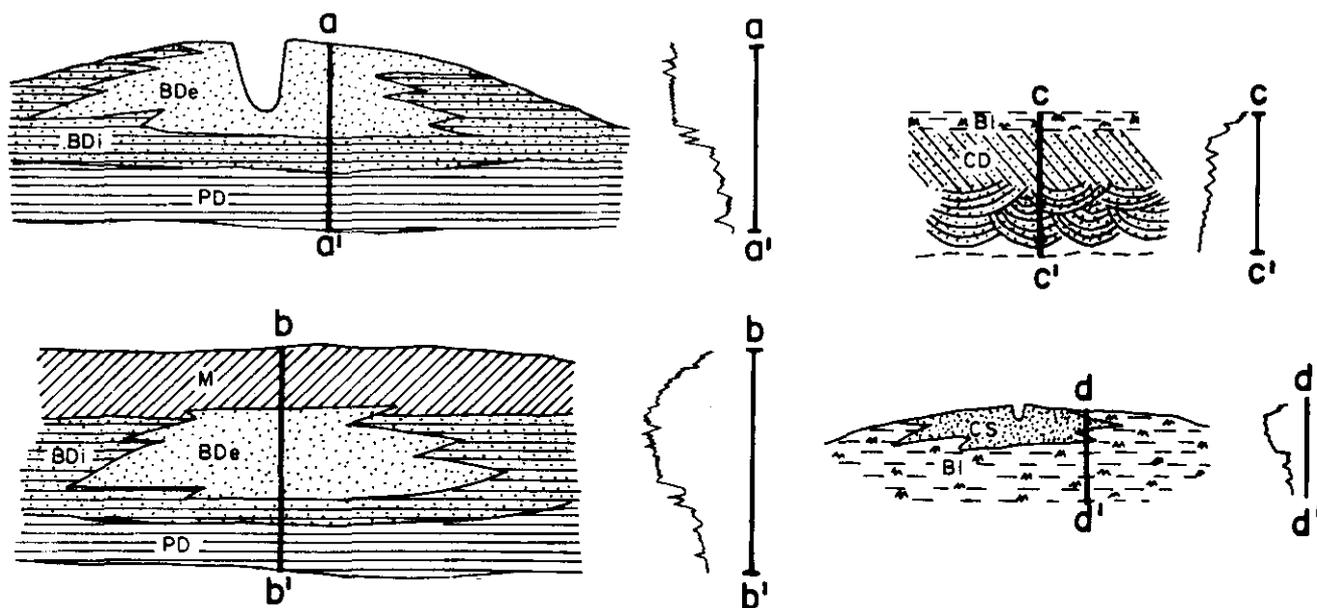
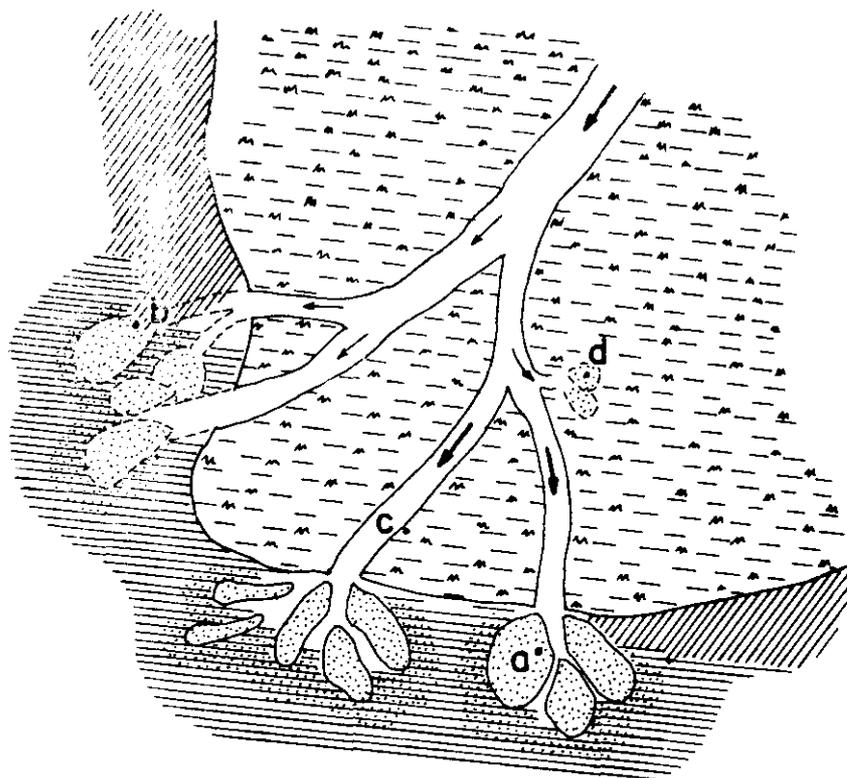
Foto 1 - Associações faciológicas de canal distributário (a, b), crevasse splay (c) e baía interdistributária (d):
 a - arenito de granulação média com estratificação cruzada tabular (facies Ax); poço 2-IN-1-MA; 2 044 m;
 b - arenito com fragmentos pelíticos intraformacionais (facies Ad), apresentando estrutura em chama na base; poço 3-EO-5-MA; 2 591,5 m;
 c - arenito fino a muito fino com laminação cruzada cavalgante (facies Ai), passando ascendentemente para arenito fino com estratificação cruzada (facies Ax), poço 3-EO-5-MA; 2 599,2 m;
 d - folhelho com lentes de arenito fino a muito fino (facies FAI); poço 2-IN-1-MA; 1 740,9 m.

Photo 1 - Distributary channel (a, b); crevasse splay (c); and interdistributary bay (d) facies associations:
 a - medium-grained sandstone with tabular cross-bedding (facies Ax); well 2-IN-1-MA; 2 044 m;
 b - sandstone with intraformational pelitic fragments (facies Ad) and flame structure at base; well 3-EO-5-MA; 2 591.5 m;
 c - fine - to very fine grained sandstone with climbing-ripple cross-lamination (facies Ai) and fine-grained sandstone with cross-bedding (facies Ax) in upper part; well 3-EO-5-MA; 2 599.2 m;
 d - shales with streaky to lenticular fine-grained sandstone laminations (facies FAI); well 2-IN-1-MA; 1 740.9 m.

temente contorcidas, às quais juntam-se pequenos clastos de folhelho (foto 1b). Os fragmentos de folhelho, geralmente angulosos, mostram uma orientação paralela ao acamamento ou encontram-se caoticamente distribuídos nas porções arenosas. Feições muito semelhantes foram observadas em canais distributários do Campo de Peoria, Bacia de Denver/Estados Unidos, por Land e Weimer (1985), os quais citam clastos angulosos e lâminas contorcidas de argila como sendo uma das mais óbvias estruturas sedimentares dos depósitos de preenchimento de canal parcialmente abandonado. As lâminas argilosas,

depositadas durante fluxo restrito da fase de abandono de canal, são comumente contorcidas e/ou rompidas como resultado de deslizamentos e liberação de fluidos devido à compactação.

Nos perfis descritos, localmente pode-se visualizar pequenos ciclos granodecrescentes, evidenciados por arenitos de granulometria grossa contendo seixos de quartzo, os quais ascendentemente passam para arenitos médios a finos. Esta tendência granulométrica também pode ser acompanhada no perfil de raios gama, que mostra feições em "sino" (fig. 3, perfil cc').



LEGENDA

-  Barra de desembocadura
-  Barra distal
-  Baía interdistributária

-  Crevasse splay
-  Canal distributário
-  Marinho raso
-  Prodelta

Fig. 3 - Modelo deposicional da Formação Barro Duro: sistema deltaico, dominado por processos fluviais; em planta e em seções típicas das diferentes fácies. Notar os perfis de raios gama característicos para cada seção.

Fig. 3 - Depositional model of Barro Duro Formation deltaic system, dominated by fluvial process. Note gamma-ray logs characterizing different vertical sections.

3.2 – Baía Interdistributária

Este ambiente é caracterizado pelo predomínio de folhelhos, comumente contendo lentes delgadas, normalmente do tipo desconectado, de siltitos arenosos e arenitos muito finos a silticos (fácies FAI, foto 1d), ocorrendo, subordinadamente, as fácies F, FAp e Sm. Pequenas feições deformacionais, tais como estruturas de sobrecarga, acamamento convoluto e estrutura de chama, estão presentes na fácies Ad. Nesta associação, são raras as bioturbações, as quais constituem-se em traços de muito pequeno porte.

Os sedimentos que foram interpretados como correspondentes à baía interdistributária, em geral, apresentam-se associados a corpos arenosos de pequena espessura, e contendo estruturas sedimentares sugestivas de depósitos de *crevasse splay* (foto 1c); menos comumente, relacionam-se com intervalos arenosos mais espessos, porém com estruturas e/ou comportamento nos perfis elétricos, que poderiam ser atribuídos a depósitos de canais distributários (fig. 3, perfil dd'). Contém finas lentes de carvão e abundante conteúdo em folhas e outros fragmentos vegetais bem preservados, dispostos nos planos de acamamento. Além disto, em alguns intervalos, estes depósitos incluem sedimentos argilosos/silticos maciços e fortemente calcíferos, os quais poderiam ter sido resultantes de processos edáficos, indicativos de exposição subaérea.

3.3 – *Crevasse Splay*

Arenitos com granulometria fina a muito fina, e apresentando laminações cruzadas do tipo cavalgante (fácies AI, foto 1c) constituem a fácies volumetricamente mais importante dos depósitos de *crevasse splay*. Subordinadamente, ocorrem arenitos das fácies Ax (foto 1c), Ad, Am e pelitos das fácies FAp e FAo.

O predomínio, quase que absoluto, de estruturas do tipo *climbing-ripple* é indicativo de áreas onde ocorre elevado influxo sedimentar e rápida deposição, principalmente a partir de suspensão. Embora estas condições deposicionais possam ocorrer também na frente deltaica, as seguintes características permitem a interpretação destes sedimentos como depósitos de *crevasse splay*: a) seu relacionamento com sedimentos de baía interdistributária e de canais distributários, e b) suas pequenas espessuras, em geral em torno de 1 m.

No perfil de raios gama, os corpos arenosos de *crevasse splay* representam pequenos pulsos com valores baixos de radioatividade, comparados aos depósitos de folhelho de baía interdistributária, sendo comumente verificados em associação com seqüências com granodecrescência ascendente, atribuídas aos canais distributários (fig. 3, perfil dd').

3.4 – Barras de Desembocadura

Este ambiente é representado por arenitos, em

geral finos a médios, secundariamente ocorrendo muito finos e grossos, os quais constituem pacotes de até 5 m de espessura. Estes arenitos mostram estruturação comumente conturbada por escorregamentos e diferentes estruturas reotrópicas geradas por processos de fluidificação (fácies Ad, foto 2a); menos frequentemente, ocorrem as fácies Am, Ax, AI, FAo e FAI. Nesta associação faciológica destacam-se camadas de conglomerados e brechas de natureza intraformacional, compostos por clastos de folhelho (fácies Cp, foto 2b), as quais chegam a atingir até 0,65 m de espessura. Em alguns intervalos, os diversos arenitos desta associação mostram acamamento gradacional inverso.

Ao longo de toda associação é comum a ocorrência de palhetas de muscovita e restos vegetais fragmentados, distribuídos de maneira esparsa. Secundariamente, também são verificados pequenos clastos angulosos a subangulosos de folhelho, os quais são dispersos aleatoriamente.

No perfil de potencial espontâneo, esta litofácies apresenta caracteristicamente um padrão em caixa ou em "U" deitado; os perfis de resistividade e raios gama, por sua vez, mostram nítida tendência de granocrescência ascendente, compondo intervalos, em média, de 25 a 30 m de espessura (fig. 3, perfis aa' e bb').

Neste ambiente de barra de desembocadura a razão de acumulação de sedimentos é extremamente alta, provavelmente mais elevada que em qualquer outro subambiente da frente deltaica, o que se reflete sob forma de estratificação cruzada sigmoidal, *climbing-ripples* e estruturas reotrópicas (foto 2a). Os intervalos de conglomerados/brechas intraformacionais (foto 2b), presentes nesta associação, possivelmente são resultantes de processos de escorregamentos (R. A. Medeiros, com. verbal). Este fenômeno pode ser resultante da própria característica deposicional das barras de desembocadura, ou ser propiciado por movimentações sintectônicas.

3.5 – Barras Distais

As barras distais são constituídas, fundamentalmente, de arenitos e pelitos intensamente bioturbados (fácies Ab) e, subordinadamente, por folhelhos e arenitos das fácies FAI (foto 2c), FAp, FAo e AI. O retrabalhamento biogênico deixou uma grande quantidade de traços fósseis, principalmente de *Ophiomorpha* (?). Nos planos de acamamento dos arenitos são comumente verificados detritos orgânicos muito finos (*coffee-grounds*).

Em geral, observa-se uma tendência de aumento no conteúdo de arenitos para cima, os quais passam a compor camadas relativamente mais espessas. Os depósitos de barras distais associam-se a depósitos de barra de desembocadura e prodeltaicos, com os quais compõem pequenas seqüências com tendência de granocrescência ascendente, o que se coaduna com a configuração de "sino invertido" demonstrado nos perfis de raios gama (fig. 3, perfis aa' e bb').

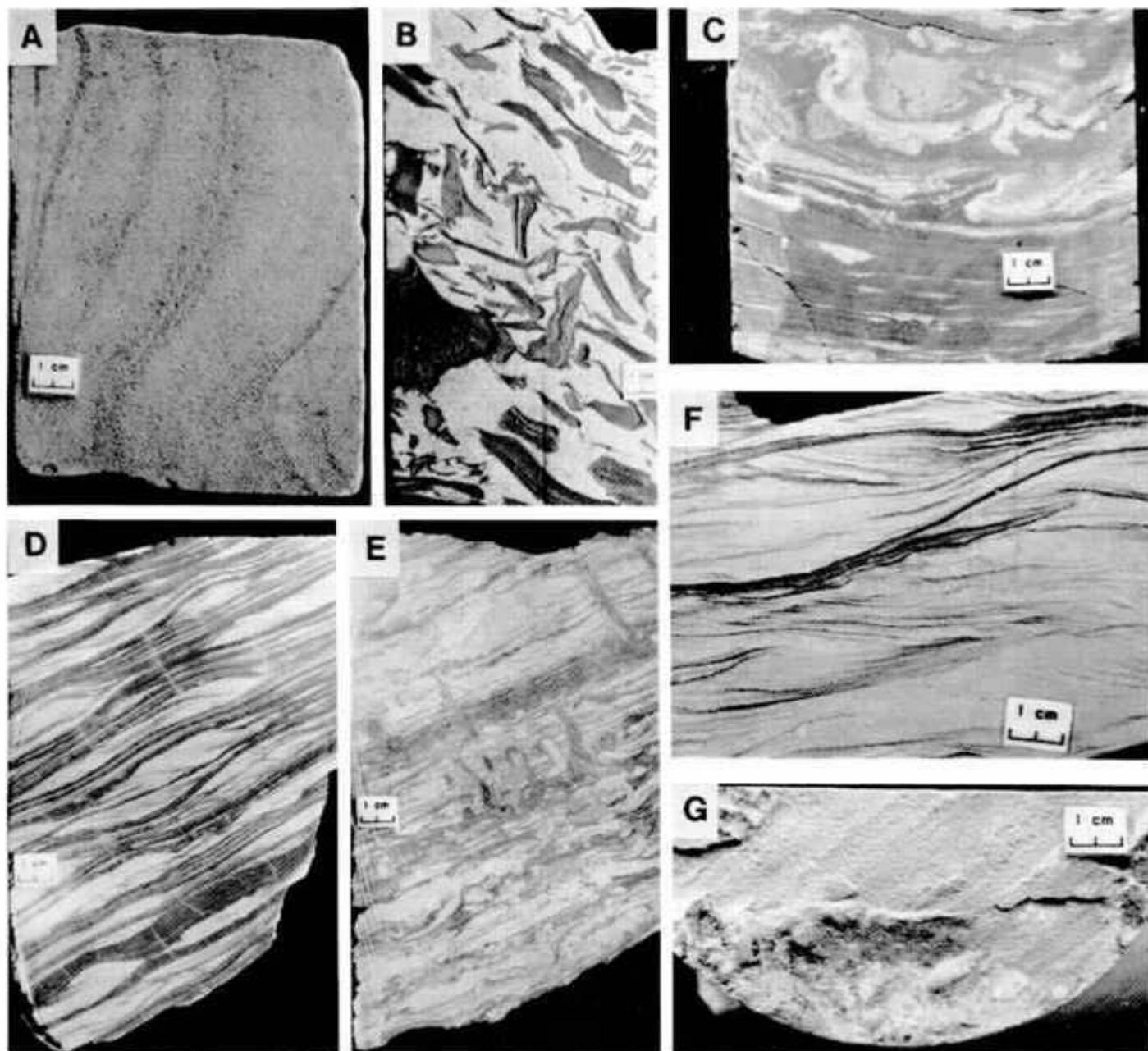


Foto 2 - Associações faciológicas de barra de desembocadura (a, b), barra distal/prodelta (c) e marinho raso (d, e, f, g):

- a - arenito médio a fino, sindeposicionalmente deformado (fácies Ad); poço 2-HC-1-MA; 2 081,8 m;
- b - brecha intraformacional constituída por clastos de folhelho e matriz arenosa de granulometria média a fina (fácies Cp); poço 2-IN-1-MA; 2 158,4 m;
- c - folhelho com finas lentes de arenito mostrando na parte superior laminação convoluta (fácies FAI); poço 3-EO-5-MA; 3 008,8 m;
- d - intercalação de arenito fino a muito fino e folhelho apresentando acamamento ondulado/lenticular e laminação cruzada cavalgante (fácies FAo); poço 3-EO-5-MA; 2 752,7 m;
- e - arenito argiloso com estruturas de bioturbação (fácies Ab); poço 3-EO-5-MA; 2 755,5 m;
- f - arenito fino a muito fino com laminação cruzada cavalgante de onda (fácies AI); poço 3-EO-5-MA; 2 428,3 m;
- g - arenito fino com laminação plano-paralela (fácies Ap), apresentando lineação de partição; poço 3-EO-5-MA; 2 745,2 m.

Photo 2 - Mouth bar (a, b), distal bar/prodelta (c), and shallow marine (d, e, f, g) facies associations:

- a - soft-deformed medium- to fine-grained sandstone (facies Ad); well 2-HC-1-MA; 2 081.8 m;
- b - intraformational breccia, with clasts of shale and matrix of medium- to fine-grained sandstone (facies Cp); well 2-IN-1-MA; 2 158.4 m;
- c - streaky to lenticular laminated shale with convolute lamination in upper part (facies FAI); well 3-EO-5-MA; 3 008.8 m;
- d - interlaminated fine- to very fine grained sandstone and shale with wavy/lenticular bedding and climbing-ripple cross-lamination (facies FAo); well 3-EO-5-MA; 2 752.7 m;
- e - bioturbated clayey sandstone (facies Ab); well 3-EO-5-MA; 2 755.5 m;
- f - fine- to very fine grained sandstone with climbing-wave-ripple cross-lamination (facies AI); well 3-EO-5-MA; 2 428.3 m;
- g - planar laminated fine-grained sandstone (facies Ap) with parting lineation; well 3-EO-5-MA; 2 745.2 m.

As barras distais constituem-se em um local favorável à atividade biogênica, devido à grande quantidade de nutrientes que é proporcionada pelo influxo fluvial e pela suave taxa de sedimentação, relativamente ao ambiente de barras de desembocadura de distributários.

O caráter progradante da frente deltaica foi frequentemente interrompido, tendo sido estabelecidos períodos de abandono, possivelmente relacionados com a diminuição no fornecimento da carga sedimentar, aumento do nível do mar ou subsidência local. Tais fases de abandono favoreceram o desenvolvimento de espessos intervalos bioturbados nas barras distais, bem como o retrabalhamento dos sedimentos por processos marinhos, tratados mais adiante.

3.6 – Prodelta

O ambiente prodeltaico apresenta uma associação faciológica bastante similar à da baía interdistributária, sendo questionável sua discriminação naqueles testemunhos, onde as demais fácies são ausentes. Porém, o relacionamento de folhelhos das fácies F, FAI e FAp com depósitos de barra de desembocadura e barras distais, compondo seqüências com feições em “sino invertido” nos perfis de raios gama, é um critério que possibilita definir o ambiente prodeltaico em alguns intervalos dos poços estudados (fig. 3).

3.7 – Marinho Raso

Intercalados aos depósitos deltaicos aqui apresentados, verificam-se sedimentos sugestivos de planície de maré. Estes são representados, em especial, pela constante alternância de folhelhos e arenitos finos a muito finos, com acamamento fortemente ondulado (fácies FAo, foto 2d) e lenticular (fácies FAI). Associadamente, ocorrem arenitos finos da fácies AI, sendo que tanto nesta quanto nas fácies FAo e FAI, é comum a laminação cruzada cavalgante (fotos 2d e 2f). Esta estrutura se caracteriza por apresentar *sets* de lâminas mergulhando em sentidos contrários e individualizados por freqüentes superfícies de truncamento. Foram também observadas, diversas vezes, falta de relação entre a forma das ondulas e sua laminação interna, bem como feições côncavas na base dos *sets*. Segundo Harms *et al.* (1982) e De Raaf *et al.* (1977), estas características refletem a migração de “ondulas” de oscilação. Esta interpretação da laminação cruzada cavalgante como estrutura interna de *climbing wave-ripples* coaduna-se com a observação de pequenas marcas de onda simétricas relacionadas com a fácies AI. Subordinadamente, verificam-se as fácies Ap, Ax e Ab, exibindo como estruturas principais, respectivamente, laminação plano-paralela, estratificação cruzada e estruturas biogênicas (foto 2e). Outras estruturas estão citadas na tabela I.

Em geral, as fácies mostram-se dispostas em pequenos ciclos, ora com tendência de granocrescência

ascendente e *thickening upward*, ora com comportamento inverso. Embora sedimentos de planície de maré, normalmente apresentem granodecrescência ascendente, Weimer *et al.* (1985) observaram intervalos com tendência oposta em depósitos atribuídos a este ambiente. O ambiente de planície de maré é, também, condizente com a presença de películas de carvão em alguns níveis, e com o predomínio de bioturbação do tipo *Skolithos*. Comparativamente, a associação faciológica que compõe a planície de maré apresenta um comportamento bastante similar aos sedimentos modernos estudados por Frey *et al.* (1989), podendo corresponder predominantemente a depósitos da parte intermediária deste ambiente.

Em determinados intervalos ocorrem arenitos finos a muito finos, apresentando basicamente microestratificação cruzada e acamamento *flaser* (fácies AI), e arenitos com laminação plano-paralela (fácies Ap) e lineação de partição (foto 2g), os quais se associam a folhelhos (fácies F) e arenitos/pelitos intensamente bioturbados (fácies Ab, foto 2e). Apesar das informações obtidas a partir dos testemunhos e perfis elétricos serem bastante incompletas e pouco elucidativas, podendo até mesmo levar a interpretações ambíguas, acredita-se que os sedimentos tenham se depositado em planície de maré arenosa ou em ambiente marinho mais aberto, na zona de *shoreface/foreshore* adjacente ao sistema deltaico.

4 – DISCUSSÃO DO AMBIENTE DEPOSICIONAL

Os ambientes deposicionais identificados na Formação Barro Duro compõem um sistema deltaico, dominado por processos fluviais (utilizando-se a classificação de Galloway, 1975), que foi submetido à influência de ondas e correntes de maré. A distribuição destes ambientes é esboçada na figura 3, cuja representação bastante esquemática deve-se à dificuldade de visualizar a disposição espacial e estratigráfica dos ambientes apenas com base nos perfis estudados.

No ambiente deltaico dominado pela ação fluvial, as barras de desembocadura, que fazem parte da seqüência faciológica progradante do sistema, são o foco de deposição de areia (Galloway e Hobday, 1983). De acordo com os perfis elétricos e radioativos estudados, os intervalos com depósitos de barras de desembocadura, mostrando aspecto de “sino invertido” (comportamento de granodecrescência ascendente), são bastante esporádicos. Possuem espessuras inferiores a 30 m e estão associados a freqüentes pacotes argilosos. Esses sedimentos pelíticos são comumente intercalados com litologias mais arenosas, que apresentam características faciológicas sugestivas do predomínio de processos transgressivos influenciados pela atividade de ondas e marés. As seguintes feições são condizentes com esses processos: *sets* de ondulas com lâminas mergulhando em sentidos contrários e individualizados por superfícies de truncamento, falta de relação entre a forma das ôn-

TABELA I / TABLE I
 FÁCIES DEPOSICIONAIS DA FORMAÇÃO BARRO DURO.
 DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS PROCESSOS SEDIMENTARES
 DEPOSITIONAL FACIES OF BARRO DURO FORMATION.
 DESCRIPTION AND INTERPRETATION OF SEDIMENTARY PROCESSES

Fácies	Descrição	Estruturas sedimentares	Processo deposicional
Conglomerado e/ou brecha intraformacional (Cp)	Arcabouço frouxo, clastos de folhelhos angulosos a subarredondados, (diâmetro médio de 4 a 5 cm). Matriz de arenito fino contendo resíduos vegetais dispersos e palhetas de muscovita. Raros seixos de quartzo.	Estratificação horizontal ou inclinada. Clastos maiores orientados. Matriz maciça.	Deposição a partir de correntes trativas de energia alta a moderada.
Arenito com estratificação cruzada (Ax)	Arenito muito fino a grosso, micáceo, com frequentes fragmentos argilosos dispersos. Restos vegetais, palhetas de muscovita, finas lentes de carvão, nódulos ferruginosos.	Estratificação cruzada (tipos acanalado, tabular e, subordinadamente, sigmoidal). Acanamento gradacional normal e inverso.	Deposição a partir de correntes trativas, de velocidade moderada a alta (sigmoidal) ou baixa a moderada (acanalada).
Arenito com estratificação / laminação plano-paralela (Ap)	Arenito variando de muito fino a grosso, predominando granulometria fina a média, geralmente micáceo.	Estratificação ou laminação plano-paralela, horizontal ou inclinada. Lineação de partição.	Deposição a partir de fluxos trativos, sob regime de fluxo superior/inferior.
Arenito com laminação cruzada (Al)	Arenito muito fino a fino, estruturação salientada por filmes argilosos. Restos vegetais, palhetas de muscovita.	Laminação cruzada de corrente /onda, em parte cavalgante. Subordinadamente, estrutura flaser e "mud-drapes".	Deposição a partir de correntes / ondas sob condições de energia moderada a baixa.
Arenito maciço (Am)	Arenito muito fino a grosso, com restos vegetais, fragmentos argilosos e de carvão. Localmente com seixos de quartzo.	Maciço	Deposição rápida a partir de correntes trativas de energia alta (?), intensa fluidificação.
Arenito/ pelito de formado (Ad)	Arenito fino a grosso com pelito intercalado. Restos vegetais dispersos.	Acanamento convoluto, estruturas de sobrecarga, em chama e diques arenosos.	Deformação pós-deposicional causada por compactação e escape de fluidos.
Folhelho com lentes de arenito (FAl)	Folhelho com finas intercalações de arenito a siltito. Restos vegetais e raras lentes delgadas de carvão.	Acanamento lenticular, normalmente do tipo desconectado. Lentes com laminação cruzada interna.	Deposição a partir de suspensão, com alguma tração, em ambiente de baixa energia.
Folhelho/arenito com acanamento ondulado (FAo)	Alternância de folhelho e arenito fino a muito fino. Lentes milimétricas de carvão associadas ao folhelho.	Acanamento ondulado (wavy bedding). Nas camadas arenosas laminação cruzada de corrente/onda.	Processos flutuantes, tração equiparada a suspensão, energia baixa.
Folhelho intercalado com arenito (FAp)	Folhelho com delgadas lâminas de arenito fino a muito fino.	Acanamento plano - paralelo. Ocasionalmente laminação cruzada.	Deposição a partir de fluxos apresentando velocidades variantes.
Folhelho (F)	Folhelho comumente com fragmentos vegetais bem preservados. Palhetas de muscovita, localmente finas lentes de carvão.	Laminação plano-paralela.	Deposição a partir de suspensão, energia baixa.
Siltito maciço (Sm)	Siltito argiloso a siltito arenoso. Siltito arenoso, de ocorrência local, com cimento calcífero.	Maciço	Deposição rápida a partir de tração ou suspensão, energia baixa, em parte formação pedogênica (?).
Arenito bioturbado (Ab)	Arenito fino a muito fino, localmente associado com pelito.	Estruturas de escavação biogênica, sobrecarga.	Baixo influxo sedimentar, intensa atividade biogênica, deformação compactacional.

dulas e sua laminação interna, marcas onduladas simétricas e predomínio de bioturbação do tipo *Skolithos*. Do mesmo modo, a glauconita observada em lâminas delgadas aponta para condições deposicionais de ambiente marinho. A razão da instalação desse ambiente, entretanto, não pôde ser definida.

Diante dessas considerações, acredita-se que, apesar da existência de determinados períodos onde

predominaram condições mais fluviais, responsáveis pela progradação das barras arenosas, ocorreram sucessivas etapas destrutivas, desencadeadas pela atuação de processos marinhos. Porém, para que se possa proceder avaliação mais segura da representatividade das associações faciológicas assim geradas, é imprescindível que haja integração destes dados com informações faciológicas detalhadas provenientes de maior

TABELA II/TABLE II
COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE FOLHELHOS DA
FORMAÇÃO BARRO DURO.
(SO₃) = CONCENTRAÇÃO APÓS CALCINAR
A 1 000°C
CHEMICAL COMPOSITION OF SHALES FROM
BARRO DURO FORMATION.
(SO₃) = CONCENTRATION AFTER HEATING
TO 1 000°C

%	T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7
SiO ₂	44.08	58.90	56.35	56.16	57.11	51.96	58.03
Al ₂ O ₃	23.60	19.69	21.30	20.19	16.97	23.60	18.90
Fe ₂ O ₃	4.73	4.43	4.57	5.73	7.36	4.26	5.31
MgO	1.44	1.73	1.90	2.13	2.06	1.44	1.73
CaO	0.17	0.37	0.30	0.41	0.43	0.15	0.40
Na ₂ O	0.91	1.85	1.92	1.92	2.75	1.10	2.41
K ₂ O	4.44	4.01	4.13	4.60	3.71	3.37	4.05
TiO ₂	0.83	1.02	1.10	0.97	1.03	1.03	1.00
P ₂ O ₅	0.07	0.16	0.15	0.19	0.17	0.09	0.18
MnO	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.01	0.10
(SO ₃)	0.19	0.09	0.08	0.09	0.13	0.18	0.08
PF	19.13	7.23	7.53	7.10	7.64	12.38	7.15
Total	99.13	99.51	99.34	99.51	99.40	99.57	99.35
Elementos traços							
ppm							
Ba	372	628	701	885	606	567	921
B	28	9	25	10	<5	60	33
Cu	63	56	64	83	47	66	57
Ni	57	59	58	56	53	39	47
Pb	39	25	25	22	24	15	19
Sr	100	150	163	169	145	202	236
Th	17	11	17	11	18	16	12
U	<5	9	<5	5	<5	<5	<5
V	175	113	120	123	106	151	93
Zn	60	97	95	116	71	93	104

número de testemunhos. Este procedimento poderá fornecer subsídios adicionais para que se verifique se as fases marinhas foram constantes ao longo de toda a sedimentação, ou se refletem apenas esporádicos períodos transgressivos. Como consequência, modelos deposicionais mais completos e representativos, poderão ser estabelecidos.

5 – COMPOSIÇÃO DOS FOLHELHOS

Os folhelhos, de coloração cinza-escuro a negra, são constituídos, essencialmente, pelos seguintes argilo-minerais: illita, clorita, caulinita e interestratificados illita/esmectita. A composição química de sete amostras, oriundas de quatro poços, é apresentada na tabela II. A diferenciação entre os ambientes de água doce e marinha, com base nas concentrações de B e V (fig. 4, cp. Potter *et al.* 1963), embora seja uma questão bastante polêmica, coaduna-se com a interpretação faciológica, mostrando que as argilas de planície deltaica (amostras T1, T2, T5 e T7) foram depositadas sob influência de água doce. Do mesmo modo, a

amostra T6, correspondente à barra distal, posiciona-se no campo de ambiente marinho. Entretanto, há uma discrepância entre a classificação química e interpretação faciológica das amostras T3 (marinho raso) e T4 (prodelta). Sem dúvida, um maior número de dados é necessário para testar a aplicabilidade deste diagrama como auxiliar na interpretação paleoambiental.

6 – PETROGRAFIA DOS ARENITOS

De acordo com a classificação de Folk (1980), os arenitos estudados da Formação Barro Duro incluem 96,2% de arcósios e 3,8% de subarcósios (fig. 5). Esta composição, reflexo da influência diagenética, é menos feldspática que a do arcabouço deposicional, devido ao fato de os grãos de feldspato mostrarem, em parte, evidências de substituição por cimento carbonático e feições de dissolução.

Os arenitos da Formação Barro Duro são constituídos por frações de areia fina a muito fina, ocorren-

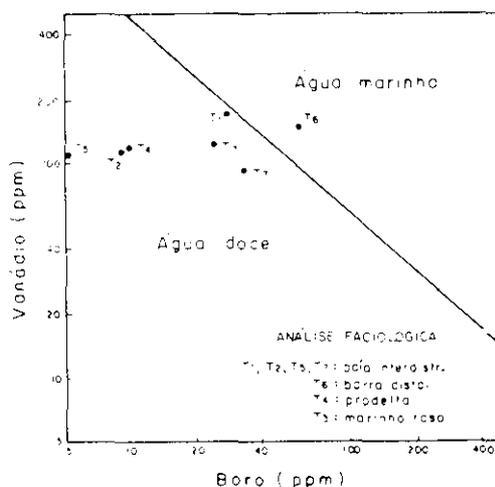


Fig. 4 - Concentrações de B e V em sete amostras de folhelho da Formação Barro Duro; diagrama segundo Potter *et al.* (1963).
 Fig. 4 - Plot of B and V concentrations in seven shale samples from Barro Duro Formation (diagram after Potter *et al.* 1963).

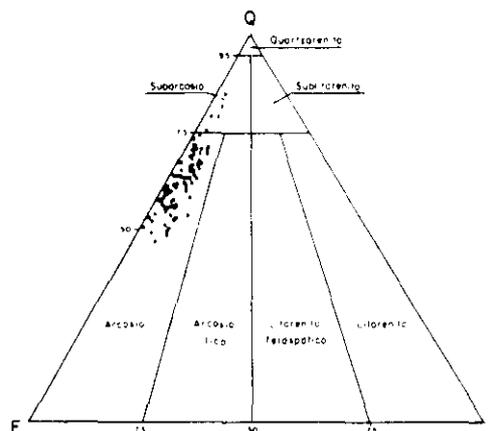


Fig. 5 - Diagrama QFL (quartzo, feldspato, fragmentos líticos) segundo Folk (1980) ilustrando a composição atual de arenitos da Formação Barro Duro.
 Fig. 5 - QFL-diagram (after Folk, 1980), illustrating the present composition of Barro Duro Formation sandstone samples.

do subordinadamente frações grossas, médias e sílticas. Em geral, o grau de seleção varia de moderadamente a bem selecionado, ocorrendo intervalos pobremente selecionados, onde a heterogeneidade granulométrica pode ser atribuída, principalmente, à bioturbação ou fluidificação. A determinação do grau de arredondamento é prejudicada em função da presença freqüente de sobrecrescimentos sintaxiais de quartzo e corrosão das bordas dos grãos por cimento carbonático. Apesar disto, quando protegidos por películas argilosas, os grãos são, em geral, arredondados a subarredondados nas frações de areia média a fina. O contato entre os grãos é comumente do tipo tangencial e, mais raramente, côncavo-convexo, embora nem sempre seja possível sua discriminação devido ao caráter fortemente corrosivo dos cimentos carbonáticos em relação aos grãos do arcabouço. Este é suportado, na maioria das vezes, pelos grãos, entretanto ocorrem porções de arcabouço aberto, com clastos "flutuantes", devido à intensa bioturbação, fluidificação ou cimentação, sendo o suporte feito por argilas detríticas ou cimentos precoces, respectivamente.

Os grãos do arcabouço dos arenitos são constituídos, em média, por 40% de quartzo, 21% de feldspato, 2% de fragmentos líticos e 1% de outros componentes representados por filossilicatos (biotita, muscovita, clorita, glauconita), minerais pesados (opacos, zircão, rutilo, granada e esfero) e bioclastos. De modo geral, os teores destes constituintes não mostram grandes variações com relação às associações faciológicas da Formação Barro Duro (tabela III). O quartzo apresenta-se, principalmente, sob forma de grãos monocristalinos, com extinção ondulante. Dentre os feldspatos, o K-feldspato corresponde a 85% e o plagioclásio a 15%, sendo que, em geral, os grãos mostram-

se substituídos por carbonato e/ou dissolvidos em intensidades variadas. Os fragmentos líticos comumente incluem rochas graníticas, *chert*, quartzitos, rochas pelíticas e, mais raramente, filitos, xistos, quartzarenitos e carbonatos com fósseis. Os intraclastos argilosos também foram incluídos como fragmentos de rocha, participando com uma proporção considerável na percentagem total de líticos.

7 – PRODUTOS DIAGENÉTICOS

A composição e textura originais dos arenitos Barro Duro foram expressivamente modificadas por um conjunto de processos diagenéticos que incluem infiltração mecânica de argilas, compactação, cimentação, substituição e dissolução de grãos e cimentos. Diversos fatores influenciaram, direta e indiretamente, o desenvolvimento da grande diversidade de fases diagenéticas observadas, sendo que os principais foram: a) a composição detrítica predominantemente arcossiana; b) a intensa atividade tectônica da bacia; e c) a presença de argila, sobretudo eogenética, que controlou os processos diagenéticos mais tardios.

7.1 – Argilominerais

As argilas diagenéticas ocorrem sob forma de cutículas (*coatings*), franjas, preenchendo poros e substituindo grãos. As cutículas de argila, pobremente desenvolvidas, são reconhecidas por serem anisópacas, e por mostrarem lamelas com distribuição tangencial aos grãos (foto 3a). A composição original destas argilas foi, provavelmente, esmectítica, já que ocorrem feições de encolhimento e descolamento, resultantes da transformação de esmectita

TABELA III/TABLE III
PERCENTAGEM MÉDIA DOS COMPONENTES DETRÍTICOS, DIAGENÉTICOS E DA POROSIDADE DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO BARRO DURO EM FUNÇÃO DAS ASSOCIAÇÕES FACIOLÓGICAS DESTA FORMAÇÃO. N = NÚMERO DE AMOSTRAS, Q = QUARTZO, F = FELDSPATO, L = FRAGMENTOS LÍTICOS, Ca = CARBONATO, Cl = CLORITA, K = CAULINITA
AVERAGE VALUES FOR DETRITAL GRAINS, DIAGENETIC MINERALS, AND POROSITY OF SANDSTONE SAMPLES FROM BARRO DURO FORMATION, ACCORDING TO FACIES ASSOCIATIONS OF THIS FORMATION. N = NUMBER OF SAMPLES; Q = QUARTZ; F = FELDSPAR; L = ROCK FRAGMENTS; Ca = CARBONATE; Cl = CHLORITE; K = KAOLINITE

Componentes Petrográficos(%) Associação Faciológica	Arcabouço			Matriz	Minerais Autigênicos				Porosidade	
	Q	F	L		Q	Ca	Cl	K	Intra	Inter
Crevasse N= 12	35,9±5,1	26,4±4,2	2,4±1,7	3,6±3,8	5,4±3,6	8,3±7,6	1,0±1,5	0,9±1,5	3,1±2,3	10,2±7,1
Canal distributário N= 19	40,8±6,5	20,3±3,2	1,8±1,0	0,5±1,0	5,6±4,7	2,9±4,7	0,5±0,9	1,1±1,1	4,2±2,8	20,4±7,0
Barra de desembocadura N= 19	43,2±4,4	15,8±3,9	1,8±0,8	2,0±2,4	11,1±5,4	3,7±5,8	1,0±2,1	2,9±4,0	3,5±1,6	13,5±5,1
Barra distal N= 17	40,4±4,7	23,4±4,2	1,7±1,2	13,4±1,4	4,8±6,0	0,8±1,1	4,7±5,8	Traços	0,7±0,9	6,0±5,6
Marinho raso N= 33	37,1±8,8	22,3±6,0	1,6±1,2	13,2±5,2	7,2±7,3	6,1±8,0	2,4±4,5	1,7±2,5	1,2±1,1	5,6±5,3

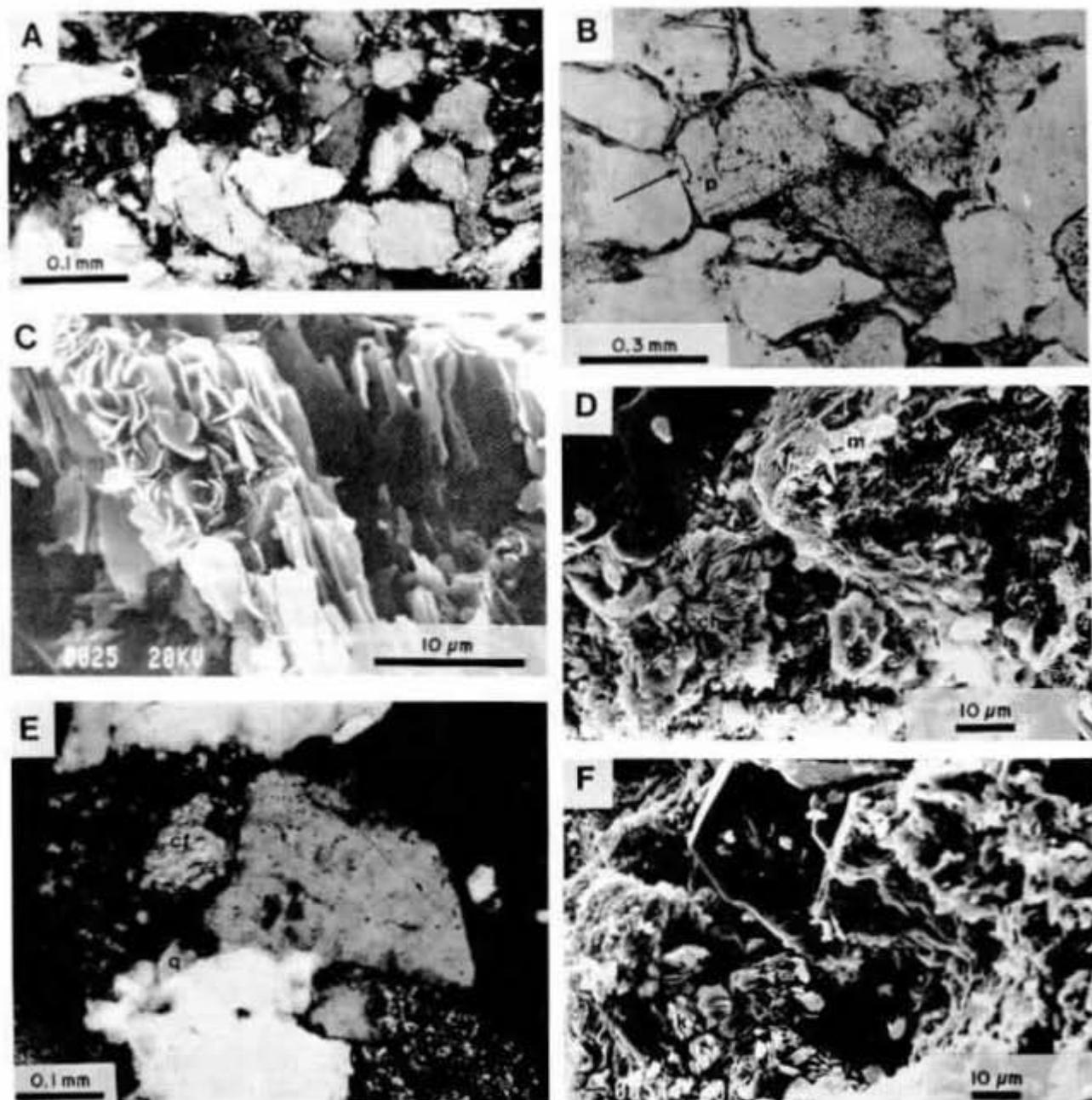


Foto 3 - Argilas diagenéticas em arenitos da Formação Barro Duro:

- a - cutículas de argila recobrendo parcialmente grãos do arcabouço. Fotomicrografia, nicóis cruzados. Poço 3-EO-5-MA; 2 998,5 m;
- b - franjas de clorita em torno de grãos detriticos. Notar também a presença de um pequeno cristal de quartzo tardio (seta) precipitado em poro secundário (p), gerado pela dissolução parcial de feldspato. Fotomicrografia, nicóis paralelos. Poço 1-QS-1-MA; 2 552,4 m;
- c - clorita autigênica em forma de rosetas sobre grãos de feldspato potássico parcialmente dissolvido. Imagem de MEV. Poço 3-EO-5-MA; 2 746,5 m;
- d - clorita autigênica em forma de leques e rosetas (ch) e pseudomatrix micácea cloritizada (m). Imagem de MEV. Poço 1-QS-1-MA; 2 218 m;
- e - agregados de caulinita autigênica (k) preenchendo porosidade secundária. Notar resíduo de elemento de calcita ferrosa (cf) com bordas corroídas e desenvolvimento de cristais prismáticos de quartzo tardio (q). Fotomicrografia, nicóis cruzados. Poço 2-IN-1-MA; 2 042,2 m;
- f - caulinita autigênica (k) preenchendo poro secundário. Imagem de MEV. Poço 1-QS-1-MA; 2 218 m.

Photo 3 - Diagenetic clays in Barro Duro Formation sandstones:

- a - infiltrated clay partially coating framework grains. Photomicrograph, crossed nicols. Well 3-EO-5-MA; 2 998.5 m;
- b - chlorite pore linings covering detrital grains. Note also presence of a small prismatic crystal of late quartz (arrow) occurring in secondary porosity (p), created by partial dissolution of feldspar grain. Photomicrograph, parallel nicols. Well 1-QS-1-MA; 2 552.4 m;
- c - authigenic chlorite in form of rosettes, associated to partially dissolved K-feldspar grain. SEM micrograph. Well 3-EO-5-MA; 2 746.5 m;
- d - authigenic chlorite in form of fans and rosettes, occurring as pore filling (ch), and chloritized micaceous pseudomatrix (m). SEM micrograph. Well 1-QS-1-MA; 2 218 m;
- e - blocky kaolinite aggregates (k), filling secondary pore. Note remains of corroded ferroan calcite cement (cf) that resisted dissolution and development of late quartz overgrowths (q). Photomicrograph, crossed nicols. Well 2-IN-1-MA; 2 042.2 m;
- f - authigenic kaolinite (k), filling secondary pore. SEM micrograph. Well 1-QS-1-MA; 2 218 m.

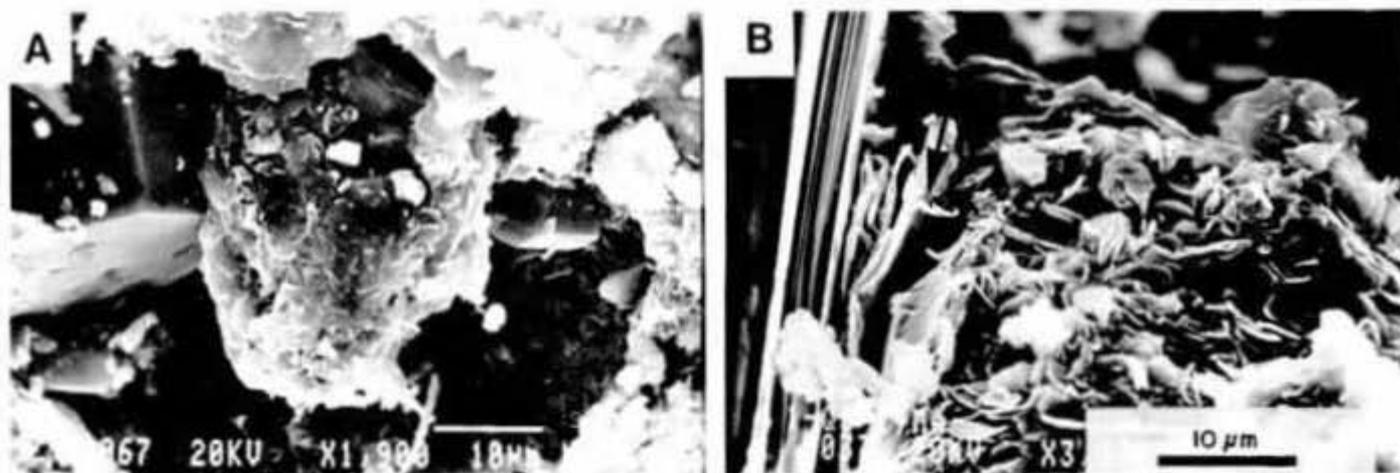


Foto 4 - Argilas diagenéticas em arenitos da Formação Barro Duro:

- a - grão de glauconita parcialmente cloritizado e sobrecrecimento de quartzo (q). Imagem de MEV. Poço 1-QS-2-MA; 1 847,2 m;
- b - intraclasto argiloso cloritizado e illita filiforme (seta) como produto de alteração da biotita. Imagem de MEV. Poço 3-EO-5-MA; 2 746,5 m.

Photo 4 - Diagenetic clays in Barro Duro Formation sandstones:

- a - partially chloritized glauconite grain and quartz overgrowth (q). SEM micrograph. Well 1-QS-2-MA; 1 847.2 m;
- b - chloritized pelitic intraclast and filamentous illite (arrow) as product of biotite alteration. SEM micrograph. Well 3-EO-5-MA; 2 746.5 m.

para illita ou clorita. Esta reação implica em liberação de água e mudanças químicas, portanto em perda de volume da argila.

As franjas, constituídas por clorita, diferem das cutículas por serem isópacas e por apresentarem cristais distribuídos perpendicularmente à superfície dos grãos, os quais, em certos casos, apresentam-se parcial a totalmente dissolvidos (foto 3b).

Os argilominerais que ocorrem preenchendo poros são volumetricamente mais importantes que as cutículas ou as franjas e são representados, principalmente, por clorita (fotos 3c e 3d) e caulinita (fotos 3e e 3f). No caso da clorita, os cristais preenchem poros intergranulares de origem secundária, poros de fraturas, planos de clivagem e poros formados por dissolução parcial de feldspatos detríticos (foto 3c). Além disto, grande parte da clorita que ocorre preenchendo poros formou-se por regeneração de matriz e pseudo-matriz (foto 3d). Analisada ao MEV, a clorita aparece como cristais expondo morfologias dos tipos roseta e em leque (fotos 3c e 3d). A caulinita comumente apresenta-se na forma de *booklets* ou agregados vermiculares de placas pseudo-hexagonais (fotos 3e e 3f). Medindo de 10 μ a 20 μ de comprimento, estes conjuntos obliteram parcial ou totalmente os poros intergranulares, ora mostrando microporosidade, ora textura densa e compacta.

Menos freqüentemente, observam-se argilas diagenéticas originadas por substituição de grãos. Este é o caso da caulinita relacionada com muscovita detrítica, quando então apresenta-se em cristais de tamanhos anômalos (até 60 μ). Do mesmo modo, a clorita é encontrada substituindo grãos de glauconita (foto 4a), muscovita, biotita e fragmentos pelíticos (foto 4b). Com auxílio do MEV, registrou-se, ainda, a pre-

sença de illita filiforme formada pela alteração de grãos de biotita (foto 4b).

A distribuição quantitativa das argilas, com relação às associações faciológicas da Formação Barro Duro, é apresentada na tabela III. O termo matriz, usado nesta tabela, engloba pseudomatriz, argilas introduzidas ao arcabouço dos arenitos por bioturbação, infiltração mecânica e fluidificação, além de argilas deposicionais relacionadas, em geral, a laminações cruzadas cavalgantes da fácies Ai. Valores elevados de argila nos arenitos marinhos devem-se à bioturbação; arenitos não afetados por este processo chegam a apresentar valores inferiores a 5%. Clorita e caulinita representam argilominerais neoformados e regenerados.

7.2 - Quartzo e Feldspato

O quartzo autigênico exibe duas feições distintas. Na maior parte das amostras estudadas, é representado por sobrecrecimentos sintaxiais, nucleados sobre grãos de quartzo, mostrando freqüentemente terminações perfeitas (foto 4a e fotos 5b e 5c). A presença ocasional de mais de um sobrecrecimento indica sua formação em etapas diferentes.

O segundo tipo de quartzo, raramente observado, apresenta-se como cristais diminutos com faces prismáticas bem desenvolvidas, e que se projetam para o interior de poros inter e intragranulares (fotos 3b e 3e).

O quartzo autigênico representa, em média, 6,8% da rocha, porém sua distribuição é bastante heterogênea, chegando a atingir valores de até 25,7% em arenitos bem selecionados e desprovidos de matriz da fácies marinha (foto 5a). Valores médios de

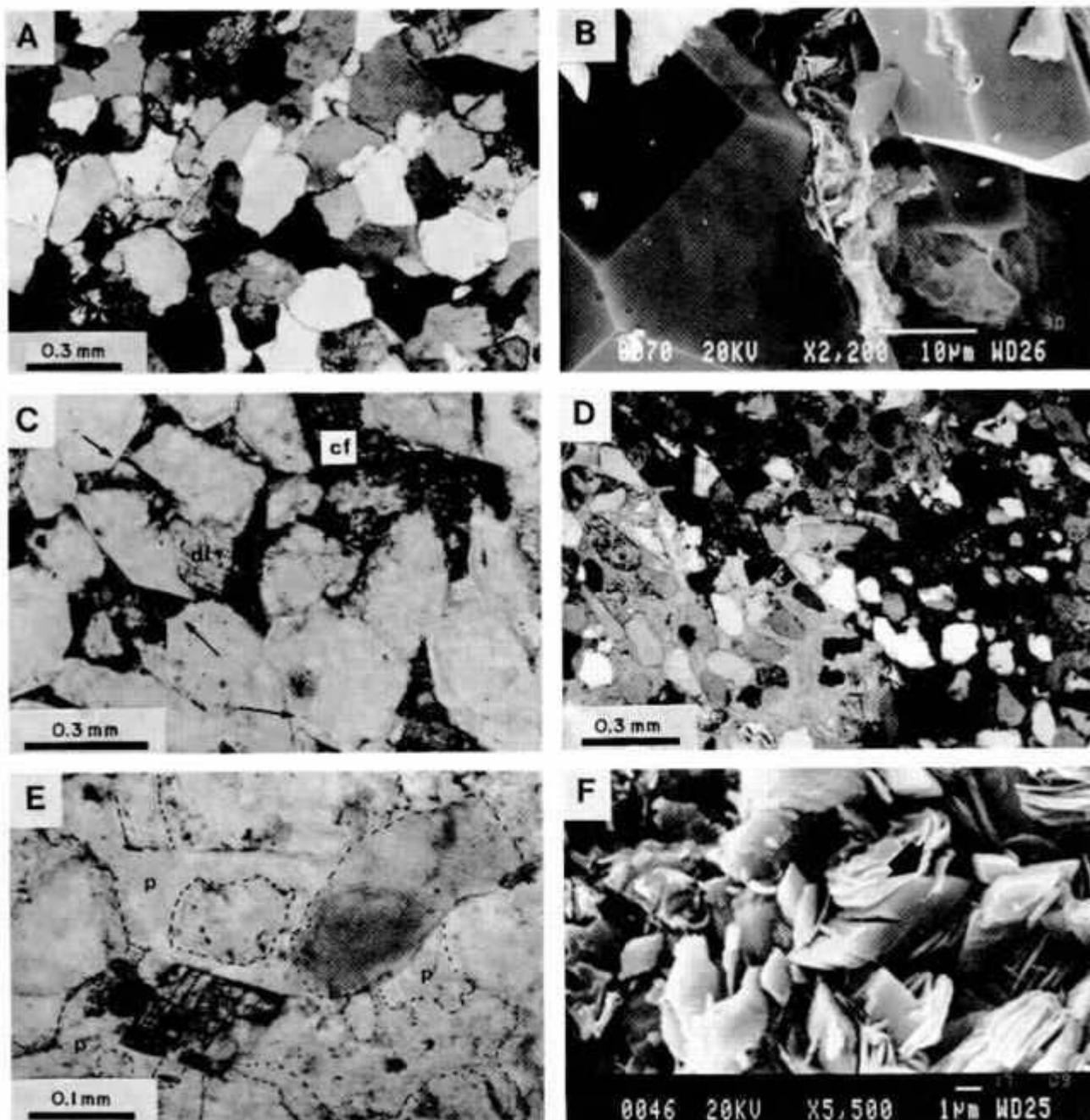


Foto 5 - Quartzo e carbonato autigênicos em arenitos da Formação Barro Duro:

- a - cimentação intensa por crescimento secundário de quartzo obliterando praticamente todo o espaço poroso. Fotomicrografia, nicóis cruzados. Poço 3-EO-5-MA; 2 742,7 m;
 - b - quartzo autigênico com faces eúdricas e pseudomatrix micácea em processo de cloritização. Imagem de MEV. Poço 1-QS-2-MA; 1 847,2 m;
 - c - cimento de calcita ferrosa (cf) substituído parcialmente por dolomita ferrosa (df). A formação de calcita ferrosa foi posterior à precipitação de sobrecrecimentos de quartzo (setas). Fotomicrografia, nicóis paralelos. Poço 2-IN-1-MA; 1 741,2 m;
 - d - calcita ferrosa poiquilotópica cimentando grãos de arcabouço frouxo. Fotomicrografia, nicóis cruzados. Poço 1-RN-1-MA; 939,9 m;
 - e - romboedro de dolomita ferrosa/ankerita preenchendo parcialmente poro secundário (p). Fotomicrografia, nicóis paralelos. Poço 2-IN-1-MA; 1 436,7 m;
 - f - cristais de siderita e clorita; clorita parcialmente envolva pela siderita (seta). Imagem de MEV. Poço 1-QS-1-MA; 2 218 m.
- Photo 5 - Authigenic quartz and carbonate in Barro Duro Formation sandstones:
- a - intense quartz overgrowth cementation, obliterating almost all pore space. Photomicrograph, crossed nicols. Well 3-EO-5-MA; 2 742.7 m;
 - b - authigenic quartz with euhedral faces and micaceous pseudomatrix, altering to chlorite. SEM micrograph. Well 1-QS-2-MA; 1 847.2 m;
 - c - ferroan calcite cement (cf), partially replaced by ferroan dolomite (df). Ferroan calcite postdates precipitation of quartz overgrowths (arrows). Photomicrograph, parallel nicols. Well 2-IN-1-MA; 1 741.2 m;
 - d - poikilotopic ferroan calcite, cementing loosely packed framework grains. Photomicrograph, crossed nicols. Well 1-RN-1-MA; 939.9 m;
 - e - rhombic ferroan dolomite/ankerite, partially cementing late-stage mesogenetic secondary pore (p). Photomicrograph, parallel nicols. Well 2-IN-1-MA; 1 436.7 m;
 - f - siderite and chlorite crystals; chlorite partially engulfed by siderite (arrow). SEM micrograph. Well 1-QS-1-MA; 2 218 m.

quartzo autigênico, com relação à associação faciológica, estão apresentados na tabela III.

Como o quartzo, o feldspato autigênico também exibe duas formas distintas: a) sobrecrecimentos em continuidade óptica, com grãos de plagioclásio e feldspato potássico; e b) cristais euédricos de albita e feldspato potássico observados em poros secundários, relacionados geralmente com a dissolução de grãos de feldspato. Em ambos os casos, o feldspato não mostra sinais de alteração. Os teores deste mineral nos arenitos da Formação Barro Duro são insignificantes, ficando abaixo de 1%.

7.3 – Cimento Carbonático

O cimento carbonático, de distribuição irregular, ocorre como preenchimento de poros intersticiais ou de fraturas, e como substituições parciais ou totais de grãos do arcabouço. Embora participe, em média, com apenas 4,4% da rocha, a grande quantidade de porosidade secundária gerada por dissolução revela que este cimento foi volumetricamente expressivo nos arenitos da Formação Barro Duro. Isto é demonstrado no diagrama da figura 6, pela relação inversa existente entre as percentagens de cimento carbonático e porosidade intergranular. A distribuição de carbonato com relação às associa-

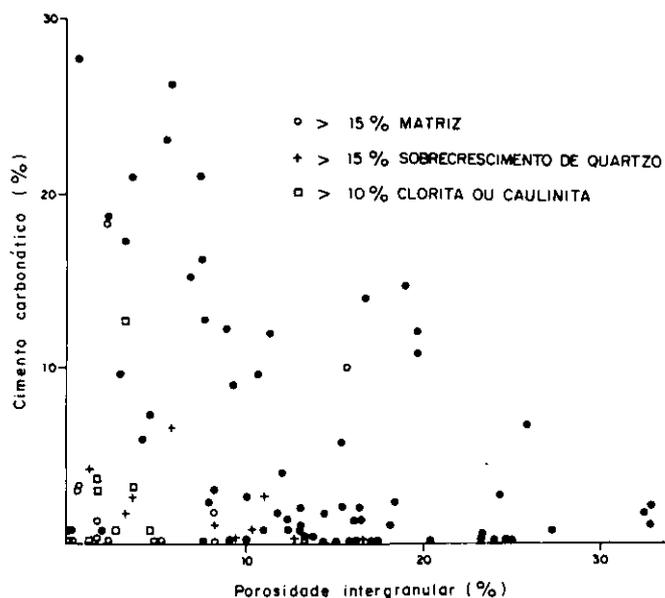


Fig. 6 - Percentagem de porosidade intergranular versus teor de cimento carbonático. A correlação negativa entre estes componentes para arenitos sem teores significativos de matriz e sobrecrecimentos de quartzo, juntamente com feições de dissolução observadas em lâminas delgadas, indicam que a dissolução do cimento carbonático foi um fator importante no controle da porosidade intergranular em arenitos da Formação Barro Duro.

Fig. 6 - Plot of intergranular porosity versus carbonate cement content. The negative correlation between these components for sandstones not displaying significant amounts of matrix and quartz overgrowth, together with dissolution fabrics observed in thin sections, shows that carbonate dissolution was an important control on intergranular porosity in Barro Duro Formation sandstones.

ções faciológicas encontra-se na tabela III.

A precipitação de cimento carbonático foi bastante complexa, ocorrendo em vários estágios, e envolvendo uma diversidade de espécies composicionais. A maior percentagem de carbonato corresponde à calcita e dolomita ferrosas, as quais se precipitaram sob forma de cristais grandes, comumente poiquilótópicos (foto 5d). As relações texturais indicam que pelo menos parte da dolomita ferrosa foi formada por processos envolvendo substituição do cimento calcítico, precipitado em fases anteriores (foto 5c).

Uma fase muito precoce de calcita e calcita ferrosa ocorre em arenitos desprovidos de sobrecrecimento de quartzo, apresentando arcabouço extremamente aberto (foto 5d), e contendo micas fracamente a não-deformadas.

Durante a diagênese tardia, houve precipitação e/ou recristalização de dolomita ferrosa/anquerita, calcita ferrosa e siderita. A dolomita ferrosa/anquerita apresenta-se sob forma de romboedros (foto 5e) que preenchem parcialmente poros intergranulares, bem como sobre grãos de glauconita e argilas detríticas, especialmente intraclastos. A calcita ferrosa ocorre na forma de cristais anédricos, preenchendo fraturas que interceptam carbonatos anteriores e, ocasionalmente, envolvendo cristais bem desenvolvidos de caulinita tardia. A siderita exibe cristais euédricos (foto 5f), isolados ou em agregados, precipitados em poros intergranulares secundários e intimamente relacionados com grãos de biotita, clorita, minerais opacos e fragmentos de vegetais.

Verificou-se, ainda, a presença de feições de dissolução de siderita e dolomita ferrosa/anquerita tardias.

7.4 – Porosidade Secundária

Segundo critérios propostos por Schmidt e McDonald (1979b) e Shanmugam (1985), pode-se afirmar que a maior parte da porosidade observada nos arenitos da Formação Barro Duro é de origem secundária (foto 6a), tendo sido produzida, em ordem decrescente de abundância, por dissolução de carbonatos, dissolução de grãos do arcabouço, especialmente feldspatos, contração de cutículas ou agregados de argila detrítica e intraclastos argilosos e fraturamento de grãos. Esta afirmação acha-se fundamentada pela observação das seguintes evidências petrográficas: 1) grãos do arcabouço e sobrecrecimentos com bordas corroídas e reentrâncias (foto 6a); 2) grãos de feldspatos alveolados e esqueléticos (fotos 3b e 6b); 3) restos de carbonato; 4) poros móldicos, agigantados e alongados (foto 6a); 5) fraturas intragranulares e fraturas com maior continuidade; 6) contração de argilas e 7) restos de grãos soltos no interior dos poros (foto 6a).

A média da porosidade total verificada nestes arenitos é de 12,6%, porém sua distribuição é extremamente heterogênea, tendo-se observado lâminas

em que a porosidade é quase nula, enquanto em outras chega a apresentar até 41% de porosidade total. Do valor médio, 10,2% corresponde à porosidade intergranular e 2,4% diz respeito à porosidade do tipo intragranular. Valores médios superiores a 12% ocorrem em arenitos de barra de desembocadura e de canais distributários (tabela III).

7.5 – Outros Minerais Autigênicos

Além dos minerais autigênicos acima citados foram, ainda, registrados traços de barita, pirita, óxido de ferro e minerais titaníferos. A barita, observada apenas no poço 2-HC-1-MA, preenche porosidade intergranular e mostra freqüentes feições de dissolução; comumente substitui grãos siliciclásticos e é parcialmente substituída por dolomita ferrosa.

A pirita ocorre em um grande número de amostras analisadas, sob forma tanto de cristais euédricos isolados como de agregados framboidais. Está relacionada, mais comumente, à matriz e a níveis argilosos intercalados. Mas, precipitou-se nos espaços intergranulares sobre clorita detrítica ou em feições tubulares, possivelmente produzidas por organismos.

Óxido de ferro recobre, como delicados filmes, cristais de siderita e dolomita ferrosa/anquerita, ambos distribuídos em poros secundários.

Anatásio, rutilo e titanita, disseminados em um grande número de amostras, apresentam-se como cristais tabulares, colunares e de seção rômica, respectivamente. Ocorrem de forma isolada ou em agregados, dispostos nos poros secundários, sobre grãos do arcabouço, em parte ilmenita, rutilo e titanita, ou carbonatos autigênicos.

8 – COMPACTAÇÃO MECÂNICA E QUÍMICA

A compactação mecânica resultou na deformação de intraclastos argilosos e de grãos de glauconita. Palhetas de mica e de clorita mostram-se comumente contorcidas ou, até mesmo, rompidas. Além disso, os grãos de feldspato foram ocasionalmente fraturados.

A compactação química expressa-se pela presença de raros contatos côncavo-convexos e suturados, sendo que, de modo geral, o arcabouço é caracterizado por grãos que se sustentam mediante contatos tangenciais. Raras vezes, foram também observadas feições estilolíticas, essencialmente em associação com níveis argilosos e micáceos.

9 – EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA

Os eventos diagenéticos que modificaram os grãos do arcabouço e o espaço poroso dos arenitos da Formação Barro Duro foram ordenados temporalmente com base nas relações texturais, considerando tanto os minerais autigênicos quanto os poros. Assim, a seguinte seqüência diagenética foi estabelecida (fig. 7): 1) introdução de argila por infiltração mecânica, bioturbação e fluidificação; 2) precipitação de calcita precoce; 3) formação de sobrecrecimento de quartzo e feldspato; 4) precipitação de clorita; 5) cimentação por calcita e dolomita ferrosas; 6) dissolução de cimento carbonático e grãos do arcabouço; 7) precipitação de caulinita e clorita; 8) precipitação de dolomita ferrosa/anquerita e siderita e 9) corrosão de carbonatos tardios, bem como formação de óxido de ferro. Além destas, ocorrem ou-

ESTÁGIO / PROCESSO	EODIAGÊNESE	MESODIAGÊNESE	TELODIAGÊNESE
Infiltração mecânica de argila/bioturbação	—		
Formação de quartzo	-- ? ———		---
Formação de feldspato	? -----		----
Compactação mecânica	— — — — — ?		
Compactação química		----	----
Cimentação carbonática	—	—————	——
Cimentação por barita		-----	
Formação de porosidade secundária	?	—————	----
Precipitação e/ou substituição por caulinita		—————	
Precipitação e/ou substituição por clorita	—————		-----
Illitização		-----	——
Piritização	? --		——
Precipitação de minerais titaníferos			——
Formação de óxido de ferro			-----

Fig. 7 - Seqüência diagenética de arenitos da Formação Barro Duro.
Fig. 7 - Diagenetic sequence of Barro Duro Formation sandstones.

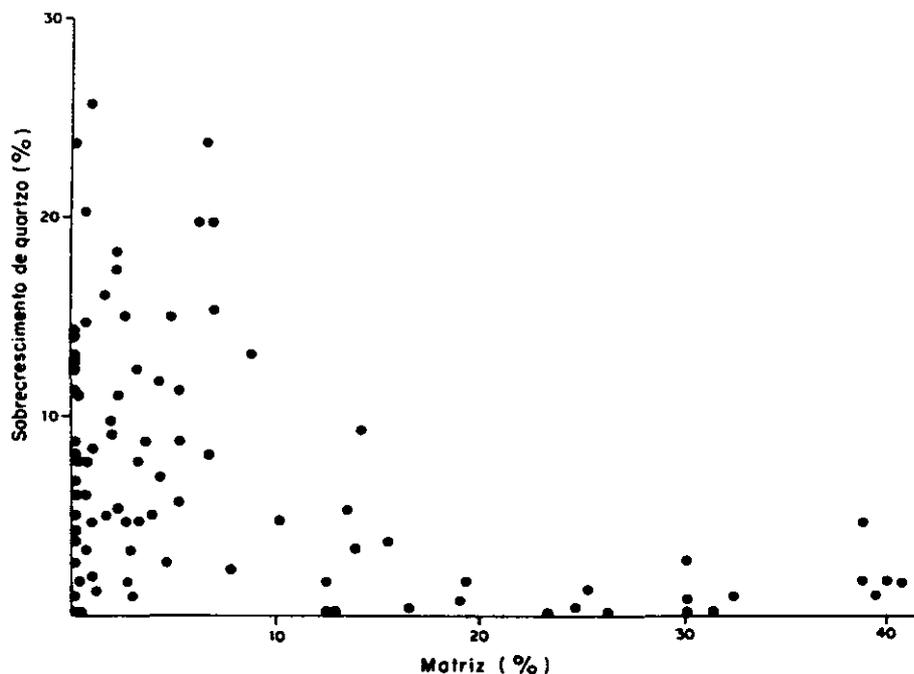


Fig. 8 - Percentagem da matriz *versus* teor de sobrecrescimento de quartzo. O diagrama mostra que a precipitação de quartzo foi controlada, em parte, pela matriz. A falta de correlação entre teores baixos de quartzo e matriz é atribuída principalmente à influência de carbonato.

Fig. 8 - Plot of matrix *versus* quartz overgrowth content, showing that precipitation of quartz was partly controlled by the matrix. The absence of correlation between lower amounts of quartz and matrix has been attributed mainly to the influence of carbonate.

tras fases diagenéticas, porém, com relações paragenéticas incertas. A redução da porosidade por compactação mecânica foi significativa durante as fases iniciais 1 e 2 da diagênese, enquanto a compactação química, pouco expressiva, parece ter sido contemporânea principalmente aos eventos 3, 4 e 5.

Os processos diagenéticos citados podem ser relacionados aos regimes de eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese (fig. 7: Choquette e Pray, 1970; Schmidt e McDonald, 1979a) controlados, respectivamente, pelas condições do ambiente deposicional, pelo soterramento efetivo e pelo soerguimento tectônico.

Ainda sob a influência do ambiente deposicional, houve a formação de cutículas de argila em torno de grãos (foto 3a) e modificação do arcabouço pela introdução de argilas por bioturbação. Matlack *et al.* (1989) citam ser possível a infiltração mecânica de argilas na zona vadosa, ligada à planície deltaica, desde que existam condições de alta concentração de sedimentos em suspensão.

Em áreas menos afetadas pela introdução de argilas, houve cimentação de calcita durante a eodiagênese, o que é sugerido pelo arcabouço frouxo e pela ausência de sobrecrescimento de quartzo (foto 5d).

Arenitos apresentando baixos teores de matriz e de cimento carbonático precoce foram propícios à precipitação de quartzo (foto 5a) e feldspato. O diagrama da figura 8 mostra esta relação inversa existente entre os sobrecrescimentos de quartzo e o teor de matriz. A formação de sobrecrescimento de quartzo deu-se em várias etapas, embora o maior volume tenha ocorrido após os arenitos terem sido submetidos

a uma considerável compactação mecânica. A precipitação por etapas é evidenciada pela relação entre o quartzo autigênico e o arcabouço dos grãos, que mostra-se ora afetado por efeitos compactacionais, ora não. Além disto, ocorrem grãos com mais de uma geração de sobrecrescimento e outros, menos frequentes, onde o sobrecrescimento está recoberto por películas de argila infiltrada, neste último caso sugerindo que a precipitação do quartzo ocorreu como evento bastante precoce. A presença de intensa corrosão marginal indica que o sobrecrescimento de quartzo antecedeu à cimentação carbonática extensiva.

Tendo em vista que feições de compactação química são escassas, acredita-se que a dissolução por pressão não é suficiente para explicar o grande volume de quartzo presente. A sílica poderia ter sido fornecida por soluções ascendentes oriundas da substituição de grãos silicáticos por carbonato (Walker, 1960; Schmidt e McDonald, 1979a; De Ros e Moraes, 1984). Os folhelhos associados devem, também, ser considerados como fonte potencial de sílica.

Concomitantemente ao sobrecrescimento de quartzo, desenvolveram-se franjas de clorita (foto 3b), o que é sugerido pela ocorrência destas entre grãos e sobrecrescimento de quartzo ou recobrimdo estes últimos.

Posteriormente, deu-se intensa precipitação de carbonato (foto 5c) e, subordinadamente, de barita, nos espaços intergranulares acompanhada, em ambos os casos, por substituição parcial ou total de grãos silicáticos do arcabouço. Subseqüentemente, os car-

bonatos foram parcialmente dolomitizados (foto 5c), inclusive aqueles que se precipitaram no início da eodiagênese, o mesmo ocorrendo com a barita. A fase de carbonatização parece ter se desenvolvido, preferencialmente, nos estágios iniciais da mesodiagênese, logo após o sobrecrescimento de quartzo, inibindo os efeitos da compactação química.

Feições de dissolução de cimento carbonático (foto 3e), bem como de grãos do arcabouço (fotos 6a e 6b), indicam que no decorrer da mesodiagênese houve diminuição do pH dos fluidos, provavelmente em função de reações orgânicas e inorgânicas que se processaram no interior dos folhelhos adjacentes. A dissolução direta de feldspatos é sugerida pela presença de grãos parcial ou totalmente dissolvidos, circundados por cimento carbonático (foto 6b). Siebert *et al.* (1984) descreveram um caso semelhante ligado à Formação Frio do Oligoceno/Estados Unidos. Segundo Surdam *et al.* (1984), a dissolução de feldspato na presença de carbonato é atribuída ao alto valor de pCO_2 , à alcalinidade controlada por ácidos carboxílicos e ao tamponamento do pH, exercido por estes ácidos. De acordo com estes autores, a dissolução expressiva de carbonatos processa-se acima de 80°C, onde a destruição térmica das bactérias permite um acréscimo no volume de complexos orgânicos.

A caulinita, primeiro cimento precipitado após a dissolução (fotos 3e e 3f), pode ser explicada de acordo com o modelo de Surdam *et al.* (1984). Em decorrência da dissolução de aluminossilicatos, o alumínio teria formado organocomplexos sensivelmente móveis que, por variações de pH, se desestabili-

zaram, propiciando a precipitação de caulinita. Entretanto, é difícil afirmar se toda a caulinita foi gerada deste modo, já que, apesar da precipitação ter ocorrido, preferencialmente, nos espaços intergranulares existem, também, áreas nas quais este mineral apenas ocupa poros intragranulares. Segundo Stanton (1977), esta forma de ocorrência pode ser o resultado de uma fase de precipitação anterior.

Com o aumento da temperatura durante a mesodiagênese, a caulinita tornou-se instável, dando lugar à clorita (fig. 9). Segundo Hower *et al.* (1976) e Hoffman e Hower (1979), a instabilidade da caulinita ocorre, em geral, a temperaturas superiores ao intervalo de 120-150°C. Embora tenha-se observado maior volume de clorita a grandes profundidades, este mineral ocorre também em intervalos de menor soterramento (fig. 9), como é o caso da clorita precipitada sob forma de franjas. Em geral, o aumento do teor de clorita com a profundidade é acompanhado pelo decréscimo da porosidade (fig. 9). Entretanto, esta diminuição é dificilmente atribuída à reativação da compactação após o estágio de geração de porosidade secundária devido à presença de feições delicadas preservadas, como franjas de clorita ao redor de poros de dissolução e grãos esqueléticos de feldspatos.

Os demais minerais tardios, tais como siderita, dolomita ferrosa/anquerita, calcita ferrosa, pirita e minerais titaníferos que preenchem poros secundários são volumetricamente pouco expressivos dificultando, com isto, o estabelecimento do relacionamento temporal existente entre eles. A única relação temporal possível de ser definida foi entre siderita e clo-

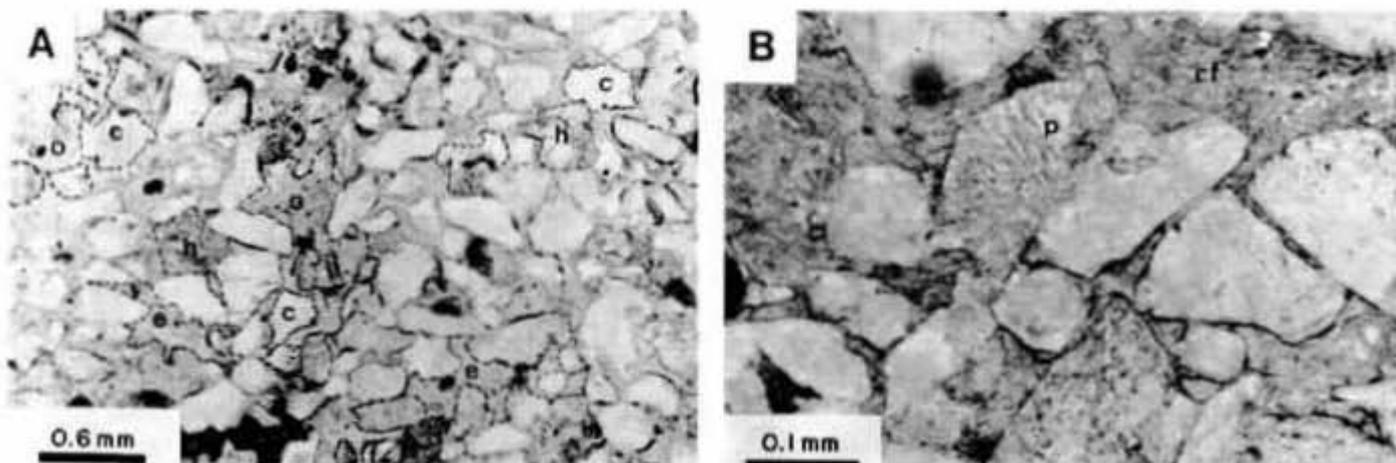


Foto 6 - Porosidade secundária em arenitos da Formação Barro Duro:

- a - porosidade secundária bem desenvolvida revelada pela ocorrência de poros agigantados (a), grãos alveolados (h), poros alongados (e), grãos flutuantes (f) e grãos corroídos (c). Fotomicrografia, nicóis paralelos. Poço 2-IN-1-MA; 1 741,2 m.
 b - grão de feldspato quase que totalmente dissolvido (p) em contato com cimento de calcita ferrosa (cf). O cimento não penetrou na porosidade intragranular indicando que a dissolução do feldspato se processou após a cimentação carbonática. Fotomicrografia, nicóis paralelos. Poço 1-RN-1-MA; 939,9 m.

Photo 6 - Secondary porosity in Barro Duro Formation sandstones:

- a - well-developed secondary porosity as revealed by occurrence of: oversized pores (a); honeycombed grains (h); elongated pores (e); floating grains (f); and corroded grains (c). Photomicrograph, parallel nicols. Well 2-IN-1-MA; 1 741.2 m.
 b - almost totally dissolved feldspar grain (p), in contact with ferroan calcite cement (cf). The cement has not penetrated the intragranular porosity, indicating that feldspar dissolution postdates calcite cementation. Photomicrograph, parallel nicols. Well 1-RN-1-MA; 939.9 m.

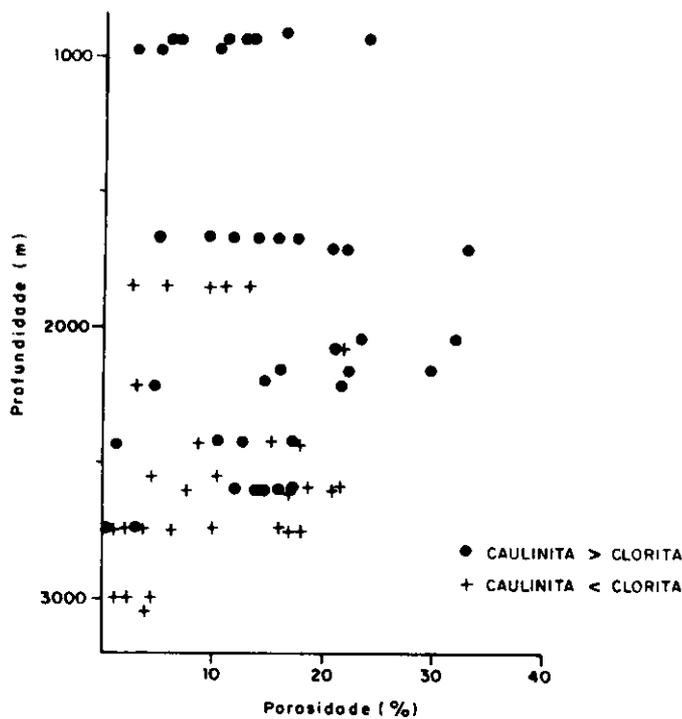


Fig. 9 - Variação de porosidade em função da profundidade para arenitos com caulinita e/ou clorita mostrando instabilidade de caulinita com profundidade crescente.

Fig. 9 - Relationship between porosity and depth for kaolinite- and/or chlorite-bearing sandstone samples, showing instability of kaolinite with increasing depth.

rita. Ocasionalmente observou-se, sob o MEV, que este último mineral encontra-se envolto pela siderita (foto 5f).

Em certas áreas, o prosseguimento da diagênese deu-se através de processos telogenéticos sugeridos pela presença de carbonatos tardios corroídos, e de filmes de óxido de ferro associados a estes minerais. Acredita-se que estas feições possam estar relacionadas a soerguimentos tectônicos da bacia, que poderiam ter favorecido a penetração de águas meteóricas através de superfícies de erosão.

O papel das discordâncias com relação à infiltração de águas meteóricas, dissolução de feldspatos e precipitação de caulinita tem sido ultimamente discutido com maior ênfase. De acordo com este modelo (Shanmugam, 1985), é possível que ocorra caulinita telogenética na Formação Barro Duro, porém as relações texturais não permitem maiores considerações a este respeito (ver também Bjorkum *et al.* 1990, que discutiram a problemática da infiltração de águas meteóricas através de inconformidades).

10 - CONCLUSÕES

As feições texturais e estruturais observadas, bem como o relacionamento existente entre as as-

sociações faciológicas descritas, tanto em testemunhos quanto em perfis elétricos analisados, levam à interpretação de um sistema deltaico, dominado geralmente por processos fluviais, para a Formação Barro Duro. Todavia, ocorreram também etapas com influência significativa de processos marinhos. Foram reconhecidas sete associações faciológicas, correspondentes aos seguintes ambientes: canais distributários, baía interdistributária, *crevasse splay*, barras de desembocadura, barras distais, prodelta e marinho raso.

Os arenitos desses ambientes são, predominantemente, arcósios cuja composição detrítica original era ainda mais feldspática, o que é inferido através de feições de substituição e dissolução de grãos de feldspatos. De modo geral, os processos diagenéticos desenvolveram-se de forma extremamente complexa, modificando expressivamente a composição e textura desses sedimentos.

Foi durante a mesodiagênese que se desenvolveram os processos mais significativos, tais como cimentação e formação de porosidade secundária, sendo que estes foram, muitas vezes, direta ou indiretamente influenciados pela cimentação e introdução de argilas durante a eodiagênese. Em arenitos desprovidos de matriz, a presença de cimentos precoces foi importante para manter o arcabouço frouxo, favorecendo o desenvolvimento de porosidade secundária. Este é o caso, em geral, dos arenitos das associações faciológicas de canal distributário e barra de desembocadura. Entretanto, mesmo nestes ambientes ocorrem valores bastante elevados de cimentos, dificultando a avaliação mais precisa da qualidade destes arenitos como reservatórios para hidrocarbonetos.

AGRADECIMENTOS

A PETROBRÁS, ao Centro de Geociências da UFFa e ao Museu Paraense Emílio Goeldi pelo apoio à realização deste trabalho. Agradecimentos específicos são devidos a Luiz F. De Ros, Mauro R. Becker, Carlos H. L. Bruhn, Rodí A. Medeiros, Mário V. Caputo pelas discussões, críticas e sugestões; a Sílvia M. C. Anjos e Carlos R. Cordeiro pela realização do trabalho de microscopia eletrônica de varredura; a Luiz C. Farias, Enyr Falcão e Afonso C. R. Nogueira pelos respectivos trabalhos de confecção de lâminas delgadas, desenho das figuras e datilografia do manuscrito e a dois revisores, um revisor anônimo e Rogério Schiffer de Souza, pelas contribuições críticas que melhoraram o texto final.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BJORKUM, P. A., MJOS, R., WALDERHAUG, O., HURST, A. The role of the late Cimmerian unconformity for the distribution of kaolinite in the Gulfaks Field, northern North Sea. *Sedimentology*, Oxford, v. 37, n. 3, p. 395-406, 1990.
- BROWN Jr., L. F., FUJITA, A. M., TSUBONE, K. *Deposi-*

- tional systems and petroleum potential in the Barreirinhas Basin*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/DEPEX, 1976. 64 p. Relatório Interno.
- BRUHN, C. H. L., CAINELLI, C., MATOS, R. M. D. *Habitat do petróleo e fronteiras exploratórias nos rifts brasileiros*. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, v. 2, n. 2/4, p. 217-253, 1988.
- CARVER, R. E. *Procedures in sedimentary petrology*. New York: John Wiley, 1971. 653 p.
- CHOQUETTE, P. W., PRAY, L. C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Tulsa, v. 54, n. 2, p. 207-250, 1970.
- DE ROS, L. F. MORAES M. A. S. Seqüência diagenética em arenitos: uma discussão inicial. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. v. 2, p. 894-904.
- DE RAAF, J. F. M., BOERSMA, J. R., VAN GELDER, A. Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, Oxford, v. 24, n. 4, p. 451-483, 1977.
- FIGUEIREDO, A. M. F., TEIXEIRA, L., AMORIM, J., CARMINATTI, M. *Projeto Barreirinhas: reavaliação da bacia cretácea, área terrestre e marítima*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/DEPEX, 1982. 58p. Relatório Interno.
- FOLK, R. L. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin: Hemphill Publishing, 1980. 184 p.
- FREY, R. W., HOWARD, J. D., HAN, S., PARK, B. Sediments and sedimentary sequences on a modern macrotidal flat, Incheon, Korea. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, v. 59, n. 1, p. 28-44, 1989.
- GALLOWAY, W. E., Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of the deltaic depositional systems. In: BROUSSARD, M. L. (ed). *Deltas, models for exploration*. Houston: Houston Geological Society, 1975. p. 87-98.
- GALLOWAY, W. E., HOBDAV, D. K. *Terrigenous clastic depositional systems*. New York: Springer-Verlag, 1983. 423 p.
- HARMS, J. C., SOUTHARD, J. B., WALKER, R. G. *Structures and sequences in clastic rocks*. Tulsa, Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, 1982. (Short Course, 9).
- HOFFMAN, J., HOWER, J. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA. In: SCHOLLE, P. A., SCHLUGER, P. R. (eds). *Aspects of diagenesis*. Tulsa: Society Econ. Paleontologist Mineralogists, 1979. p. 55-79. (Special publication, 26).
- HOWER, J., ESLINGER, E. V., HOWER, M. E., PERRY, E. A. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments: 1. mineralogical and chemical evidence. *Geological Society of America, Bulletin*, Boulder, Col., v. 87, n. 5, p. 725-737, 1976.
- LAND, C. P., WEIMER, R. J. Peoria Field, Denver Basin, Colorado: sandstone distributary channel reservoir. In: WEIMER, R. J., PORTER, K. W., LAND, C. P. (eds) *Depositional modeling of detrital rocks*. Tulsa: Society Econ. Paleontologists Mineralogists, 1985. p. 59-82. (Core workshop, 8).
- MATLACK, K. S., HOUSEKNECHT, D. W., APPLIN, K. R. Emplacement of clay into sand by infiltration. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, v. 59, n. 1, p. 77-87, 1989.
- MIALL, A. D. A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Reviews*, Amsterdam, v. 13, n. 1, p. 1-62, 1977.
- OJEDA, H. A., MOTTA, S. *Bacia de Barreirinhas-Piauí-Ceará: Geologia regional e perspectivas petrolíferas*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/DEPEX, 1976. 46 p. Relatório interno.
- PAMPLONA, H. R. P. Litoestratigrafia da bacia cretácea de Barreirinhas. *Boletim Técnico da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, v. 12, n. 3, p. 261-290, 1969.
- PAMPLONA, H. R. P., PORTO, R., LIMA, E. C. *Petróleo e evolução geológica do Grupo Canárias da Bacia de Barreirinhas*. Belém: PETROBRÁS/RENOR, 1971. 38 p. Relatório interno.
- PAMPLONA, H. R. P., PORTO R., LIMA, E. C. Evolução geológica do Grupo Canárias - Bacia de Barreirinhas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, 1972. *Anais...* Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1972. v. 2, p. 93-106.
- POTTER, P. E., SHIMP, N. F., WITTERS, J. Trace elements in marine and fresh-water argillaceous sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Oxford, v. 27, n. 6, p. 669-694, 1963.
- REGALI, M. S. P., UESUGUI, N., LIMA, E. C. Projeto Barreirinhas: reavaliação palinológica e paleoambiental. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/CENPES/SINTEP, 1983. Relatório interno.
- RODRIGUES, R., VASCONCELOS, D. N. N., CASTRO, J. C. *Estudo sedimentológico das formações albianas e cenomanianas da Bacia de Barreirinhas*. Belém: PETROBRÁS/RENOR, 1969. 51 p. Relatório interno.
- SCHMIDT, V., McDONALD, D. A. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In: SCHOLLE, P. A., SCHLUGER, P. R. (eds). *Aspects of diagenesis*. Tulsa: Society Econ. Paleontologists Mineralogists, 1979a. p. 175-207 (Special publication, 26).
- SCHMIDT, V., McDONALD, D. A. Texture and recognition of secondary porosity In: SCHOLLE, P. A., SCHLUGER, P. R. (eds). *Aspects of diagenesis*. Tulsa: Society Econ. Paleontologists Mineralogists, 1979b. p. 209-225. (Special publication, 26).
- SHANMUGAM, G. Types of porosity in sandstone and their significance in interpreting provenance. In: ZUFFA, G. G. (ed.). *Provenance of arenites*. Dordrecht: Reidel, 1985. p. 115-137.
- SIEBERT, R. M., MONCURE, G. K., LAHANN, R. W. A theory of framework grain dissolution in sandstones. In: McDONALD, D. A., SURDAM, R. C. (eds). *Clastic diagenesis*. Tulsa: American Association Petroleum Geologists, p. 163-175, 1984. (Memoir, 37).
- STANTON, G. D. Secondary porosity in sandstones of the Lower Wilcox (Eocene), Karnes Country, Texas. *Gulf Coast Association Geological Societies Transactions*, [s.l.], v. 27, p. 197-207, 1977.
- SURDAM, R. C., BOESE, S. W., CROSSEY, L. J. The chemistry of secondary porosity. In: McDONALD, D. A., SURDAM, R. C. (eds). *Clastic diagenesis*. Tulsa: American Association Petroleum Geologists, p. 127-150, 1984. (Memoir, 37).
- TIGRE, C. A. *Um estudo da área oeste da Bacia de Barreirinhas, com a caracterização do diápiro de folhelho de São João/Queimadas*. Belém: PETROBRÁS/RENOR/DIREX, 1970. 24 p. Relatório interno.
- WALKER, T. R. Carbonate replacement of detrital crystalline silicate minerals as a source of authigenic silica in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, v. 71, p. 145-152, 1960.
- WEIMER, R. J., PORTER, K. W., LAND, C. P. *Depositional modeling of detrital rocks*. Tulsa: Society Econ. Paleontologists Mineralogists, 1985. 252 p. (Core Workshop, 3).

EXPANDED ABSTRACT

Classified as a pull-apart basin, the Barreirinhas is located on the Brazilian equatorial continental margin (states of Maranhão and Piauí), where it covers approximately 13 000 km² onshore and offshore. The more than 6 000-m-thick basin fill, ranging in age from Aptian to Pliocene, comprises siliciclastic and carbonate sediments of transitional and marine environments. The thick (up to 2 000 m) Barro Duro sediments were laid down during the Early Cretaceous rifting stage in a deltaic system that was influenced by wave and tidal action. On the basis mainly of lithology and sedimentary structures, seven facies associations were distinguished in cores: (1) distributary channel fill; (2) interdistributary bay; (3) crevasse splay; (4) distributary mouth bar; (5) distal bar; (6) prodelta; and (7) shallow marine. The channel fill facies association includes fine- to coarse-grained sandstones and rarely shales, which may form fining-upward sequences. The sandstones commonly display cross-stratification in different scales and, subordinately, deformational structures. The interdistributary bay deposits consist of dark shales with intercalated small lenses of silt and sandstone. Coal stringers also occur and, not rarely, well-preserved plant fragments. Located between these two facies associations, the crevasse splay is characterized by the presence of less than 1-m-thick, very fine to fine-grained sandstones displaying frequent climbing-ripple cross-lamination. The delta front facies associations form intervals approximately 30 m thick, with a tendency for coarsening-upward. The distributary mouth bar comprises mainly fine- to medium-grained sandstones that commonly display deformational structures. Together with the presence of sigmoidal cross-stratification, climbing ripples, intraformational conglomerates, and structureless sandstones, they suggest a high accumulation ratio for this facies complex. The distal bars are constituted of very fine to fine-grained sandstones and shales whose high degree of bioturbation has in many cases obliterated their primary sedimentary structures. The prodelta sediments are very similar to those of the interdistributary bay and consist of dark shales, although without intercalated coal stringers and vegetable fragments. Moreover, the relationship to the other delta front facies association allows us to suggest the presence of prodelta deposits in some core intervals. Associated with the deltaic facies of the Barro Duro Formation there occur shallow marine sediments, recognized by the presence of alternating sandstone and shale layers, wavy and lenticular bedding, climbing ripples with opposed dipping foresets in adjacent sets, and small-scale truncation surfaces, as well as the predominance of skolithos-type trace fossils. It is likely that marine sedimentation was responsible for the reworking of a significant part of Barro Duro

sediments.

Microscopic analysis of the sandstones that are the dominant lithology of the Barro Duro Formation revealed that the main framework composition is arkosic; only 4% of the 105 thin sections studied gave evidence of subarkoses. The average composition of the main framework grains is $Q_{64}F_{33}L_3$, while their textural characteristics are chiefly fine grained and moderately to well sorted. Quartz predominantly appears to be monocrystalline, with undulose extinction. Feldspar consists of 28% K-feldspar and 5% plagioclase. Much of the feldspar grains has been replaced by carbonate or dissolved to varying degrees. Rock fragments generally include granitic rocks, chert quartzite, and shales. It should be stressed that the sandstone mineralogy does not vary significantly across the different facies associations.

X-ray diffraction analyses of associated shales showed that the mineral assemblage of the clay fraction consists of illite, chlorite, kaolinite, and the mixed-layer illite-smectite. Seven representative samples were also analyzed for major, minor, and trace elements. The relation of B and V contents suggests paleosalinity conditions that are on the whole in conformity with the conclusions obtained from the facies analysis.

The diagenetic history of Barro Duro sandstones has been strongly influenced by mesogenetic reactions and can be characterized by the following paragenetic sequence: (1) emplacement of clays by infiltration and bioturbation; (2) precipitation of early calcite; (3) formation of quartz and feldspar overgrowths; (4) precipitation of chlorite; (5) development of ferroan calcite and dolomite; (6) dissolution of unstable grains and carbonate cements; (7) formation of late-stage cements and replacements, comprising kaolinite, chlorite, quartz, feldspar, ferroan dolomite/ankerite, siderite, pyrite, and titaniferous minerals; and (8) development of films of iron oxide on siderite and late ferroan dolomite, as well as partial dissolution of these carbonate minerals.

Porosities observed in thin sections range from less than 1% to 41%, averaging 12.6%. These are mainly of secondary origin, and their creation seems to be related to the evolution of significant amounts of organic acids and CO₂, resulting from the maturation of organic matter in adjacent shales. The direct dissolution of aluminosilicates inferred from the presence of moldic pores surrounded by carbonate is best explained by the activity of organic acids. Porosities higher than 17% were found mostly in samples from the distributary channel and mouth bar facies associations, which also had relatively great original pore space. However, lower porosities exist even in these deposits, due mainly to higher cement contents.