

# TURBIDITOS LACUSTRES RASOS E PROFUNDOS NA FASE *RIFT* DE BACIAS MARGINAIS BRASILEIRAS

## SHALLOW AND DEEP LACUSTRINE TURBIDITES FROM THE RIFT PHASE OF BRAZILIAN MARGINAL BASINS

Joel Carneiro de Castro<sup>1</sup>

**RESUMO** – Na evolução da fase *rift* das bacias brasileiras identifica-se um estágio lacustre profundo, dominado por fluxos gravitacionais, sucedido por um estágio deltaico-lacustre raso, onde se registra a presença de lobos sigmoidais ou de turbiditos. Alguns trabalhos nas bacias do Recôncavo (flanco nordeste) e Potiguar (Campo de Upanema) atribuíram a esta última fácies uma origem profunda. Os turbiditos de ambos os estágios são representados por arenitos amalgamados, maciços a gradacionais, e por ritmitos areno-argilosos com aleitamento gradacional ou seqüência de Bouma Tac a Tce. A distinção entre os dois contextos está na organização seqüencial e nas fácies associadas: os de lago profundo apresentam perfil de raios gama em forma de “caixa”, ao passo que os de lago raso fazem parte de sucessões cíclicas com “engrossamento seguido de afinamento textural para cima”, e podem estar associados a estruturas tracionais ou retrabalhadas por ondas. Do ponto de vista de reservatórios, os turbiditos da fase lacustre profunda, por serem mais antigos e sujeitos a uma diagênese severa (compactação e cimentação acentuadas), geralmente apresentam baixas porosidades. Os turbiditos de lago raso apresentam geometria lobada, como os lobos sigmoidais, e constituem bons reservatórios, devido a uma diagênese incipiente, provavelmente controlada pelo ambiente deposicional.

(Originais recebidos em 18.07.91).

**ABSTRACT** – Evolution of the rift phase of Brazilian marginal basins displays a deep lacustrine stage, where gravitational flows predominated. This was followed by a shallow deltaic-lacustrine stage, where the presence of sigmoidal lobes or turbidites is recorded. Some studies in the Recôncavo (northeastern flank) and Potiguar (Upanema field) basins have identified the latter facies as of deep origin. The turbidites of both stages are represented by massive to graded amalgamated sandstones and by sandy-clayey rhythmities displaying graded bedding or Bouma sequences Tac to Tce. Sequential organization and facies association distinguish the two contexts. The deep lacustrine turbidites display block-shaped gamma-ray logs, whereas the shallow lacustrine turbidites are part of cyclical successions that coarsen and then fine upward and may be associated with tractional structures or structures reworked by waves. In terms of reservoir potential, since the deep lacustrine turbidites are older and subject to severe diagenesis (strong compaction and cementation), they generally display low porosity. The shallow lacustrine turbidites display a lobed geometry, like sigmoidal lobes, and constitute good reservoirs due to their incipient diagenesis, probably controlled by the depositional environment.

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

### 1 – INTRODUÇÃO

A evolução de estágios lacustres profundos a rasos é bastante conhecida na fase *rift* das bacias marginais brasileiras. Na Bacia do Recôncavo, os depósitos gravitacionais de lago profundo (Formação Candeias e Camadas Caruaçu da Formação Marfim) são seguidos temporalmente por sucessões cíclicas de depósitos deltaicos de lago raso (Grupo Ilhas). Nos modelos apresentados, observa-se claramente o desenvolvimento de turbiditos profundos, alimentados lateralmente a partir de fluxos gravitacionais oriundos da

escarpa da Falha de Salvador, e, longitudinalmente, a partir de áreas-fonte flúvio-deltaicas provenientes do norte (Medeiros e Ponte, 1981). Essa diferenciação entre os depósitos lacustres profundos e rasos não tem apresentado maiores dificuldades na maior parte da bacia (o Campo de Miranga é exemplificado neste trabalho); entretanto, a província conhecida como “compartimento nordeste” apresenta notável desenvolvimento de sucessões cíclicas contendo reservatórios oriundos de fluxos gravitacionais passando a tracionais, provavelmente relacionados a um contexto deltaico de plataforma rasa. Tais sucessões têm sido

<sup>1</sup> - Divisão de Exploração (DIVEX), Centro de Pesquisas (CENPES), Cidade Universitária, Quadra 7, Ilha do Fundão, CEP 21910, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

consideradas por alguns autores como de ambiente lacustre profundo (Bruhn, 1986; Sousa e Mato, 1988; Bruhn e Moraes, 1988).

Na Bacia Potiguar, esta evolução, apesar de reconhecida em seus aspectos gerais, apresenta problemas de interpretação ambiental, pela ocorrência de fácies turbidíticas tanto no estágio profundo como no raso: um exemplo é a Zona I do Campo de Upanema, cujos reservatórios têm sido considerados como turbiditos rasos (Castro *et al.* 1985) ou profundos (Matos *et al.* 1987; Silva *et al.* 1988; Bruhn e Moraes, 1988). Essa diferenciação é de capital importância, uma vez que os turbiditos rasos fazem parte de lobos deltaicos e, mesmo muito finos a finos, mostram excelentes características permoporosas, ao passo que os turbiditos profundos, apesar de texturalmente até mais grosseiros, sofreram profundas modificações diagenéticas, e raramente apresentam boas qualidades como reservatório (Castro *et al.* 1985).

Assim, objetiva-se, aqui, caracterizar as fácies e modelos turbidíticos da evolução lacustre profunda a rasa daquelas duas bacias, destacando modelos de lobos deltaicos para as sucessões cíclicas.

## 2 – O ESTADO-DA-ARTE DOS MODELOS DEPOSICIONAIS

O estágio *rift* da Bacia do Recôncavo evoluiu de uma sedimentação lacustre profunda a rasa durante o Andar Rio da Serra, sucedendo-se uma deposição deltaica a fluvial, principalmente nos andares Aratu e Buracica (Viana *et al.* 1971).

Os turbiditos profundos da primeira fase ocorrem geralmente nas Camadas Caruaçu da Formação Marfim e no Membro Pitanga da Formação Candeias. Klein *et al.* (1972) interpretaram esses clásticos como produtos de fluxos gravitacionais em calhas de frente deltaica, predominando processos de escorregamento na porção superior, e fluxos granulares, líquüefeitos e de massa na porção inferior. Ghignone (1970) sugere, para a origem dos depósitos daquelas unidades, respectivamente, processos de correntes de turbidez e de fluxos granulares. Medeiros e Ponte (1981) referem-se a "leques sub-lacustres" de turbiditos e a pacotes arenosos derivados do fluxo de grãos, ambos ressedimentados em lago profundo a partir de uma alimentação flúvio-deltaica vinda de noroeste-norte. Aqueles autores referem-se, ainda, a "leques terrígenos sintectônicos" formados por fluxos gravitacionais provenientes do sistema de falhas de Salvador a leste. Teixeira Netto *et al.* (1984) designam os citados depósitos como "fluxo-turbiditos do Maracangalha", contrapondo-se aos "leques rasos do Ilhas, que lhe são sobrepostos.

Os reservatórios de diversas acumulações do compartimento nordeste do Recôncavo (Riacho da Barra, Rio do Bu, Fazenda Bálamo e Fazenda Imbé) estão associados a sucessões cíclicas formadas por um engrossamento seguido de afinamento textural para cima. Em parte por pertencer à Formação Candeias (Membro Gomo), aqueles reservatórios arenosos têm

sido interpretados como "leques gravitacionais sub-aquosos" e "complexos de canais anastomosados", semelhantes a modelos turbidíticos clássicos da literatura (Bruhn, 1986, 1986a; fig. 1) ou, mais recentemente, como lobos não-canalizados e complexos de canais (Bruhn e Moraes, 1988). Os trabalhos mencionados sugerem uma orientação NE-SO para os corpos arenosos, perpendicular às "cunhas clásticas subaquosas" de conglomerados oriundos da Falha de Salvador (fig. 1). Nesta interpretação, tais reservatórios representam lobos de frente deltaica, em um contexto de plataforma rasa, cíclica, marginal à "bacia profunda Candeias" (ver item 4.1).

No Campo de Miranga – compartimento central do Recôncavo –, uma excelente amostragem permite acompanhar a evolução lacustre profunda das Camadas Caruaçu e lacustre rasa dos Arenitos Catu, Forma-

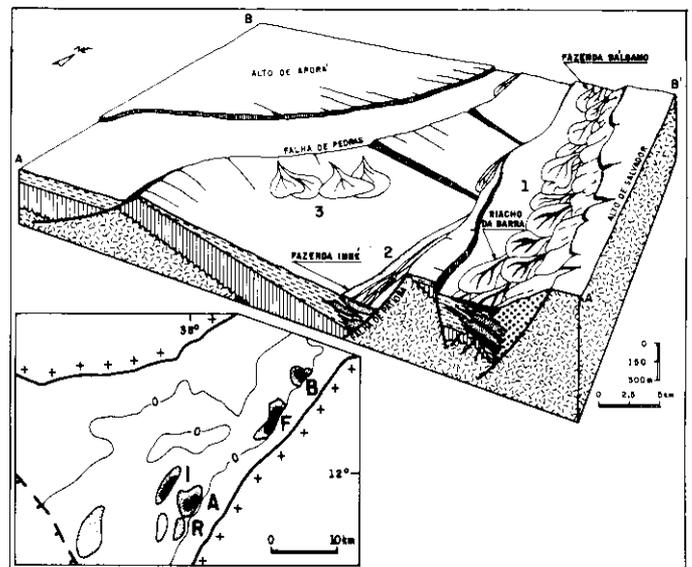


Fig. 1 - Modelo deposicional dos arenitos do Membro Gomo, no compartimento nordeste da Bacia do Recôncavo. Os leques turbidíticos associam-se aos conglomerados da borda leste (1), ao sistema de falhas de Patioba (2) e à Falha de Pedras (3). No quadro menor, o mapa isolítico de arenitos do Membro Gomo mostra depocentros alongados paralelamente às falhas principais (intervalo 100-200 m, pontilhado; acima de 200 m, negrito); as acumulações de Rio do Bu, Fazenda Bálamo, Fazenda Azevedo, Riacho da Barra e Fazenda Imbé estão indicadas (B, F, A, R, I) (Bruhn, 1986). Sugere-se que os lobos "turbidíticos" façam parte de sistemas deltaicos associados a uma plataforma cíclica, e que são orientados no sentido noroeste-sudeste, perpendicularmente às falhas de borda da bacia.

Fig. 1 - Depositional model of Gomo Member sandstones, northeastern compartment of Recôncavo basin. Turbidite fans are associated with (1) conglomerates near eastern boundary, border, (2) Patioba fault system, and (3) Pedras fault. Isolith map of Gomo Member sandstones (smaller box) shows elongated depocenters parallelling main faults (dotted line: 100-200 m interval; bold line: above 200 m). Rio do Bu (B), Fazenda Bálamo (F), Fazenda Azevedo (A), Riacho da Barra (R), and Fazenda Imbé (I) accumulations are indicated (Bruhn, 1986). The present study suggests that the turbidite lobes are part of deltaic systems associated with a cyclical platform and that they trend northwest-southeast, perpendicular to basin border faults.

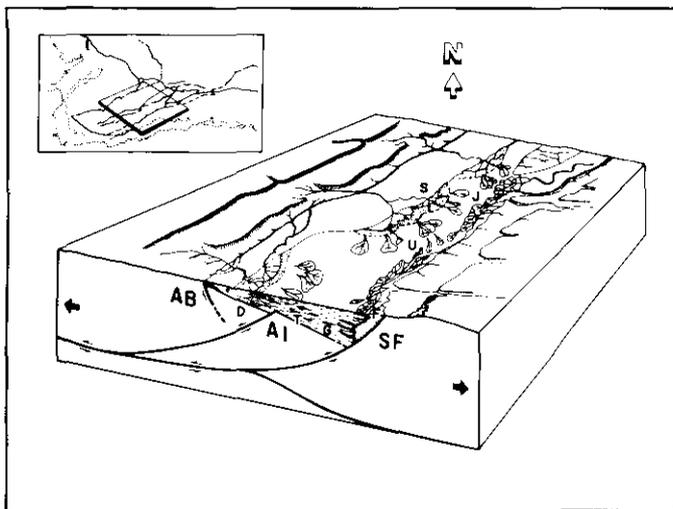


Fig. 2 - Ambientação tectônica e modelo deposicional para a Unidade III, Formação Pendência. Três contextos são propostos para representar os reservatórios dos campos de Serraria (S), Upanema (U), e Janduí (J) fields: deltas (D), turbidites (T), and fan deltas (F) (Matos *et al.* 1987). Sugere-se que os contextos de delta e turbidito (D, T) se confundam, como turbiditos rasos de sistemas deltaicos, alimentados das margens da bacia ou do alto interno (AI); por outro lado, os turbiditos profundos sotopostos (G) seriam parte de sistemas de leques lacustres oriundos das margens falhadas da bacia (SF, AB: sistema de falhas de Carnaubais e linha de charneira de Areia Branca).

Fig. 2 - Tectonic environment and depositional model for unit III, Pendência Formation. Three contexts are proposed to represent reservoirs of the Serraria (S), Upanema (U), and Janduí (J) fields: deltas (D), turbidites (T), and fan deltas (F) (Matos *et al.* 1987). The present study suggests that the delta (D) and turbidite (T) contexts approach each other, forming shallow deltaic system turbidites, fed by basin borders or by the internal high (AI). On the other hand, the underlying deep turbidites (G) are part of lacustrine fan systems originating from faulted borders of the basin (Carnaubais fault system (SF) and Areia Branca hinge line (AB)).

ção Marfim. Apesar de afinidades texturais, reservatórios de boa qualidade são encontrados apenas nos depósitos cíclicos rasos, de origem deltaica. Espessas seções das Camadas Caruaçu foram amostradas no poço 7-MGP-7-BA, sendo atribuída uma origem profunda por meio de um sistema de canais e bancos marginais (Rodrigues, 1989). Os Arenitos Catu da Formação Marfim, sobrepostos, evoluem de um contexto inicial restrito ao bloco baixo de falha (Catu Inferior; Sarnelli, 1988) para as tradicionais sucessões cíclicas deltaicas de ampla distribuição, documentadas em sua porção mais basal pelo poço 9-MG-330-BA (Zona Catu 9; Carrasco, 1984).

Na Bacia Potiguar, o modelo proposto para a Unidade III da Formação Pendência (unidade que registra a passagem de lago profundo para lago raso na maior parte da bacia) indica três contextos de deposição arenosa: deltaico, turbidítico e fandeltaico, exemplificados, respectivamente, pelos campos de Serraria, Upanema e Janduí, este, junto à Falha de Carnaubais (Matos *et al.* 1987; fig. 2). A origem profunda para os reservatórios principais do Campo de Upanema (Zona

I) é referendada por Silva *et al.* (1988), que os descrevem como "lobos turbidíticos clássicos condicionados e desenvolvidos à frente de progradações deltaicas", e por Bruhn e Moraes (1988) como "reservatório turbidítico do tipo lobo não-canalizado".

Os turbiditos lacustres profundos da bacia constituem espessas seções arenosas desenvolvidas nas unidades II e III da Formação Pendência, e que apresentam caracteristicamente valores de porosidade pobres, quando comparados aos turbiditos de frente deltaica das unidades III e IV (Castro *et al.* 1985). Estes ocorrem em sucessões cíclicas em nada diferentes das encontradas no Grupo Ilhas e na Formação Candeias (esta, no compartimento nordeste do Recôncavo). Os turbiditos rasos estão associados a lobos de frente deltaica, como será mostrado para os campos de Lorena, Serraria e Upanema.

### 3 – TURBIDITOS PROFUNDOS

Na Bacia do Recôncavo, os turbiditos de lago profundo consistem em arenitos de maciços a fluidizados, intercalados com diamictitos de fluxos gravitacionais (Medeiros e Ponte, 1981). Nas Camadas Caruaçu, amostradas no 7-MGP-7-Ba, Rodrigues (1989) identificou arenitos grosseiros a finos, com aleitamento gradacional e clastos de folhelho para o topo; arenito com laminação cruzada clino-ascendente e marcas de carga na base; arenitos grosseiros a sílticos, maciços, intensamente fluidizados e com clastos argilosos; ritmitos areno-argilosos com seqüências de Bouma Tbe e Tce; arenitos e siltitos escorregados; etc. Ainda segundo Rodrigues (1989), essas litofácies podem ser atribuídas a um contexto profundo de canais e bancos marginais.

Na Bacia Potiguar, ocorrem espessos depósitos turbidíticos de lago profundo nas unidades II e III da Formação Pendência. Os depósitos são predominantemente arenosos em sua porção proximal e areno-argilosos na porção distal, os primeiros gradando a conglomerados em direção à borda falhada da bacia (Falha de Carnaubais).

Quando arenosos, os turbiditos são representados por caixas de arenitos amalgamados e espessos, exibindo aleitamento rítmico e gradacional, de espessura decimétrica a métrica. Internamente, os arenitos são finos a grosseiros, moderada a pobremente selecionados, maciços a laminados, localmente com clastos argilosos, podendo apresentar raras intercalações de diamictitos ou de ritmitos areno-argilosos com aleitamento gradacional e espessura centimétrica (fig. 3).

Os turbiditos areno-argilosos (figs. 3 e 4) mostram uma associação de: arenitos muito finos a médios, maciços, gradacionais, e raramente laminados, com clastos de folhelho; arenitos muito finos a sílticos, maciços ou com aleitamento gradacional, contendo pseudonódulos e pilares arenosos e clastos argilosos; ritmitos delgados (centímetros a poucos decímetros), com leitos gradacionais de arenito síltico a fo-

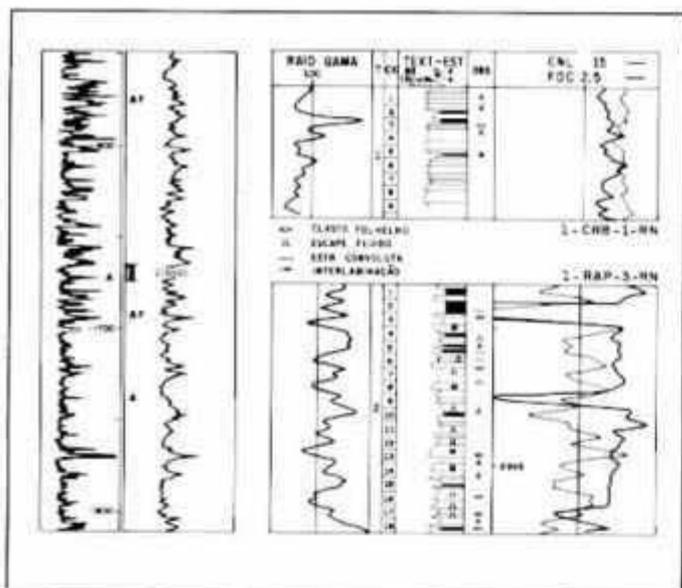


Fig. 3 - Sistema lacustre profundo, com a resposta em perfis (raios gama e indução) das fácies arenosas (A) e areno-argilosas (AF) no poço 1-CRB-1-RN (à esquerda); em detalhe, os perfis sequenciais exemplificam as fácies (A) e (AF) nos poços 1-CRB-1-RN, testemunho 1, e 1-RAP-3-RN, testemunho 2, respectivamente (ver fig. 4).

Fig. 3 - Deep lacustrine system, with gamma-ray and induction logs of sandy facies (A) and sandy-clayey facies (AF) in well 1-CRB-1-RN (left). Details of sequential logs exemplify facies (A) and (AF) in wells 1-CRB-1-RN, Core Sample 1, and 1-RAP-3-RN, Core Sample 2 (see fig. 4).

lhelho, e deformação local (escorregamentos, convoluções, etc.).

Castro *et al.* (1985) associam os depósitos arenosos e areno-argilosos acima descritos às porções proximal e distal de um sistema de leque lacustre.

#### 4 - TURBIDITOS RASOS

##### 4.1 - Bacia do Recôncavo

No compartimento nordeste do Recôncavo, o Membro Gomo da Formação Candeias é constituído de sucessões cíclicas delimitadas por marcos transgressivos (Sousa *et al.* 1989). Em cada sucessão, há um ordenamento vertical ascendente de texturas "engrossando", e depois "afinando", para cima. As litofácies características são turbiditos arenosos e areno-argilosos (seqüências de Bouma Tab a Tce), arenitos maciços e com estratificação cruzada; as associações das litofácies são atribuídas a sistemas turbidíticos profundos, como complexos de canais e lobos não-canalizados (Bruhn, 1986, 1986a; Sousa e Mato, 1988; Bruhn e Moraes, 1988). No modelo proposto por Bruhn (1986), observa-se a gradação *updip* dos sistemas turbidíticos a conglomerados associados à Falha de Salvador, e a orientação dos primeiros para sudoeste, paralelamente à referida falha (fig. 1). Esta orientação é contraditória àquela apresentada pelos mapas

isolíticos dos reservatórios de outros campos da área (Rio do Bu; Sousa e Mato, 1988; Fazenda Balsamo; Rivas *et al.* 1990), que apontam um sentido preferencial dos lobos "turbidíticos" para noroeste, perpendicularmente à Falha de Salvador. No quadro menor da figura 1, os depocentros exibidos pelos arenitos do Membro Gomo estão orientados NE-SO, no bloco baixo de um sistema de falhas, paralelo à Falha de Salvador (Bruhn, 1986): esses depocentros resultam da coalescência dos lobos "turbidíticos" alimentados de leste e sudeste. A partir da interpretação aqui adotada, os lobos arenosos das sucessões cíclicas do Membro Gomo, no compartimento nordeste, pertencem a ciclos deltaicos desenvolvidos em uma plataforma lacustre rasa, adjacente à bacia profunda Candeias, dos compartimentos central e sul do Recôncavo. Ciclos deltaicos contendo turbiditos são frequentes na Bacia Potiguar.

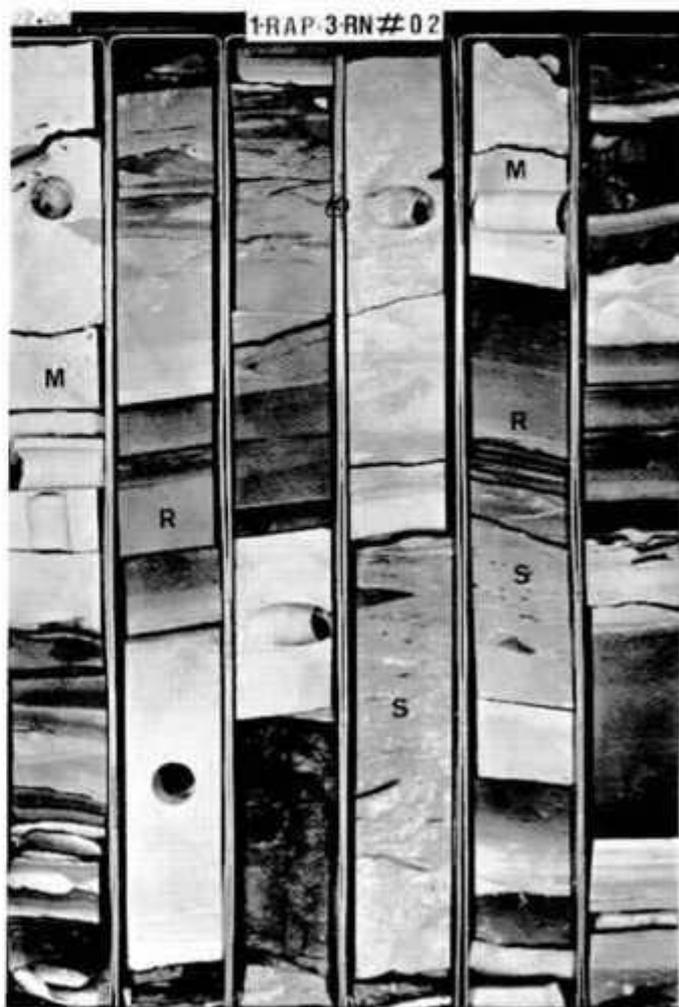


Fig. 4 - Parte do testemunho 2 do poço 1-RAP-3-RN, exemplificando os subtipos que compõem a fácies areno-argilosa (AF): arenito maciço a laminado (M), arenito síltico fluidizado (S) e ritmito arenito-folhelho (R).

Fig. 4 - Part of Core Sample 2, Well 1-RAP-3-RN, exemplifying subtypes that make up sandy-clayey facies (AF): massive to laminated sandstone (M), fluidized silty sandstone (S), and sandy-shaly rhythmite (R).

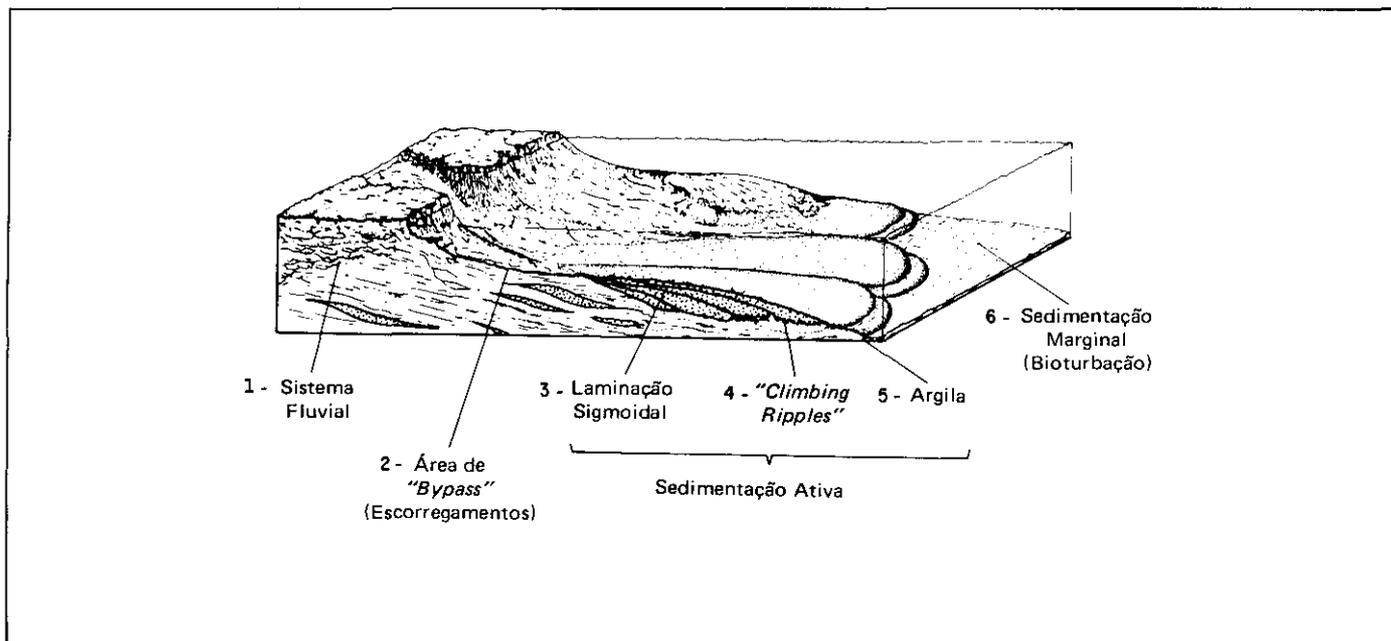


Fig. 5 - Modelo de lobos sigmoidais de origem deltaica (Della Fávera, 1984).

Fig. 5 - Model of sigmoidal lobes of deltaic origin (Della Fávera, 1984).

Na porção central do Recôncavo, os Arenitos Catu da Formação Marfim constituem o recheio central de sucessões deltaicas cíclicas, e apresentam outro tipo de organização interna dos estratos. No Campo de Miranga, a porção inferior daquela unidade (Zona Catu 9) foi testemunhada no poço 9-MG-330-BA, revelando espessa seção de arenitos com estratificação de horizontal a cruzada de baixo ângulo (sigmoides), sobrejacente a siltitos arenosos com laminações cruzadas clino-ascendentes, e estruturas de deformação (Carrasco, 1984). O modelo deltaico proposto para a gênese da referida unidade assemelha-se ao de lobos sigmoidais descrito por Della Fávera (1984; fig. 5) e ilustrado pelo afloramento do delta da Alcan (parada 2.5; Medeiros e Ponte, 1981).

O mapa de isópacas permeáveis para a Zona Catu 9 mostra uma geometria lobada com área de 3 km<sup>2</sup>, e orientação de NNO para SSE (mapa de progresso do DEXBA/DINTER, 1985), com o poço 9-MG-330 situado próximo ao depocentro. Por suas características litológicas e de perfil (Sarnelli, 1988), atribui-se ao Catu Inferior uma origem rasa.

#### 4.2 - Bacia Potiguar

Na Bacia Potiguar, os turbiditos rasos ocorrem em ciclos (=parasequências) delimitados por folhelhos orgânicos radioativos/resistivos (varves lacustres); cada ciclo consiste, em ordem ascendente, em um arranjo textural granocrescente e depois granodecrescente. Na figura 6, apresentam-se os ciclos desenvolvidos na Formação Pendência, e que contêm os reservatórios de importantes campos de petróleo. No bloco

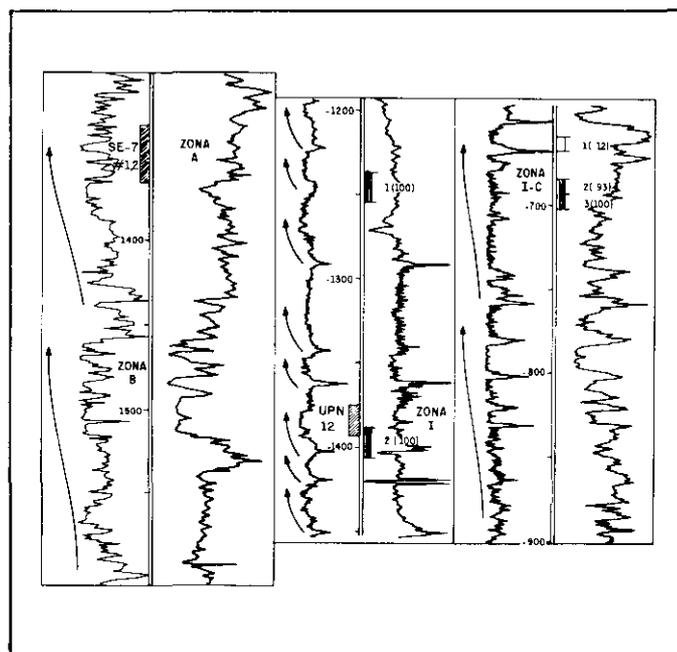


Fig. 6 - Perfis raios gama-resistividade das zonas produtoras dos campos de Serraria, Upanema e Lorena, mostrando as sucessões cíclicas deltaicas correspondendo a parasequências (setas) no perfil do poço 1-UPN-1-RN (centro) e a conjunto de parasequências (setas maiores) nos perfis dos poços 1-SE-1-RN (esquerda) e 1-LOR-1-RN (direita). Note-se a posição dos testemunhos descritos na figura 7, pertencentes, respectivamente, às zonas A, I e I-C daqueles campos.

Fig. 6 - Gamma-ray and resistivity logs from producing zones in Serraria, Upanema, and Lorena fields, showing deltaic cyclical successions corresponding to parasequences (arrows) in log of Well 1-UPN-1-RN (center) and to the set of parasequences (longer arrows) in logs of wells 1-SE-1-RN (left) and 1-LOR-1-RN (right). Note position of core samples described in fig. 7, from zones A, I and I-C of these fields.

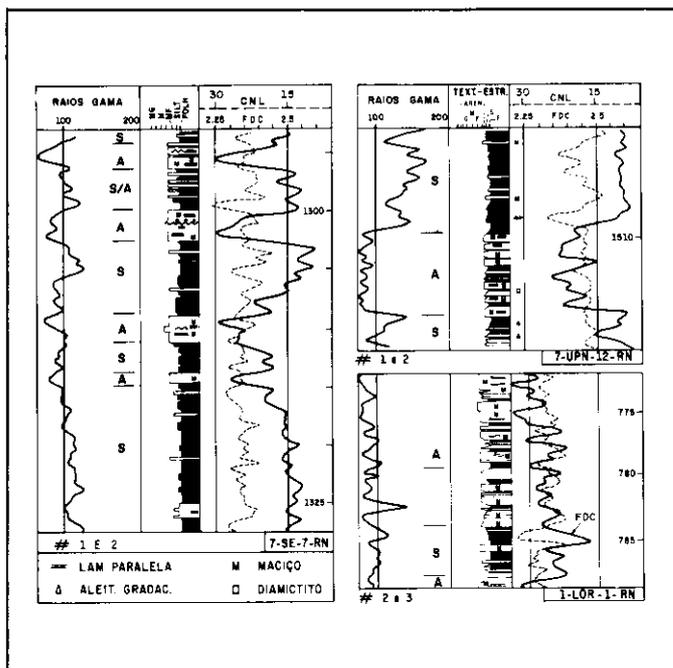


Fig. 7 - Perfis seqüenciais de reservatórios das zonas A, Campo de Serraria, I de Upanema, e I-C de Lorena, mostrando a natureza rítmica e gradacional dos estratos das fácies arenito (A) e siltito (S). Um ciclo completo de fácies engrossando e afinando para cima (folhelho-siltito-arenito-siltito), limitado por folhelhos radioativos transgressivos (= parasseqüência) é característico deste modelo deltaico, como exemplificado pela Zona I do Campo de Upanema (ver fig. 6).

Fig. 7 - Sequential profiles of reservoirs in Zone A, Serraria field; Zone I, Upanema; Zone I-C, Lorena, showing rhythmic, graded nature of strata of sandstone (A) and siltite (S) facies. A complete cycle of facies that coarsen and thin upward (shale-siltite-sandstone-siltite), bounded by transgressive radioactive shales (= parasequence), is characteristic of this deltaic model, as exemplified by Zone I, Upanema field (see fig. 6).

baixo da falha onde se localiza o Campo de Serraria (*rollover* associado a falha lítrica; Matos *et al.* 1987), ocorrem três desses ciclos deltaicos (zonas A, B e C; fig. 6), com espessuras individuais acima de 100 m; os ciclos estão ausentes no bloco alto, e sugere-se que a falha limitante da acumulação possa ter atuado como mecanismo de origem dos fluxos gravitacionais deltaicos.

Na figura 7, os perfis seqüenciais dos reservatórios de Serraria, Upanema e Lorena exibem a natureza rítmica e gradacional dos estratos de cada fácies (folhelho, siltito, arenito: F, S, A), e suas respostas em perfis.

Os folhelhos consistem em lâminas alternadas, microgradadas, de siltito e folhelho, localmente apresentando feições de escorregamento.

Os siltitos podem-se apresentar segundo duas subfácies:

a) ritmitos (espessuras de 5 cm a 20 cm), formados por siltito arenoso, passando a folhelho, com aleitamento gradacional, e localmente pseudonódulos

arenosos e clastos de folhelho (*slurries*);

b) ritmitos ou interlaminações arenito-folhelho (espessuras de poucos centímetros), mostrando laminação paralela ondulada, aleitamento gradacional, marcas de carga/estrutura em chama (na base do componente arenoso), e diques de arenito intrudidos no componente argiloso dos ritmitos. Nas laminações onduladas e gradacionais da fração arenosa da subfácies (b), ocorrem possíveis laminações truncadas por ondas.

Os arenitos mostram organização rítmica quando intercalados com siltitos, ou aspecto maciço e amalgamado, neste caso evidenciando maior energia. Os ritmitos arenito-siltito (espessuras de 10 cm a 70 cm) do primeiro tipo exibem a seguinte organização "afinando para cima" em cada ritmo: arenito muito fino maciço (em parte com estrutura convoluta na base), passando a arenito muito fino/siltítico, com laminação paralela incipiente devido ao elevado teor micáceo, e a siltito maciço com pilares de escape de fluidos. No segundo caso, os arenitos amalgamados (espessura dos estratos individuais alcançando 1 m) são muito finos/finos, maciços passando a algo laminados para cima, localmente com clastos de folhelho. A presença de delgadas intercalações siltíticas indica que se trata de ritmitos arenosos espessos.

As fácies e subfácies descritas até aqui revelam um conjunto litológico gradacional originado a partir de correntes de densidade ou de fluxos liqüefeitos/fluidizados (Lowe, 1982); a grande freqüência em estruturas penecontemporâneas de deformação é reflexo de elevada taxa de deposição e da textura do sedimento. Esse tipo de depósito é muito comum nos deltas pós-glaciais do Membro Triunfo da Formação Rio Bonito, Eopermiano da Bacia do Paraná (Castro, 1980), onde se posicionam na porção intermediária da frente deltaica, sendo sucedidos por estratos arenosos sigmoidais na porção superior.

A geometria lobada desses depósitos deltaicos pode ser observada em nível de parasseqüência ou zona, e de fácies ou subzona (=somatório de estratos rítmicos semelhantes) no Campo de Serraria, onde se nota, nos mapas isolíticos de arenitos, a geometria em forma de lobos da Zona A, e de suas subzonas A1 a A7 (Paula e Silva, 1986). A organização cíclica em parasseqüências (Van Wagoner *et al.* 1990) sugere um contexto de plataforma lacustre rasa. Um ciclo semelhante, testemunhado no Campo de Upanema (testemunho 1 do poço 1-UPN-1-RN), revela grande freqüência em retrabalhamento por ondas na fácies siltito, indicado por interlaminações *wavy* por ondas.

Outra evidência de contexto raso para aqueles depósitos gravitacionais é obtida no Campo de Serraria, onde a Zona B, que se intercala entre as Zonas A e C (que correspondem aos ciclos ora analisados), exibe fácies típicas de planície deltaica, como canais distributários e depósitos finos de *crevasses*, sobrepostos a fácies de frente deltaica/prodelta (Alves, 1985).

## 5 – PERMOPOROSIDADE DOS RESERVATÓRIOS

Castro *et al.* (1985) observaram marcantes contrastes no desenvolvimento da permoporosidade dos turbiditos da Bacia Potiguar. Enquanto os turbiditos lacustres profundos são geralmente fechados (permeabilidades menores que 0,1 mD), os turbiditos relacionados a sistemas deltaicos exibem uma notável preservação da permoporosidade: apesar de texturalmente finos/muito finos, estes depósitos gravitacionais rasos apresentam comumente valores que alcançam 100 mD e mesmo 200 mD. Castro *et al.* (1985) atribuem essa diferença a uma pior seleção de grãos e a uma diagênese mais severa sofrida pelos turbiditos profundos. Um detalhado estudo diagenético recém-terminado (Anjos *et al.* 1990) apresenta conclusões semelhantes, ao analisar a evolução da porosidade com a profundidade nos reservatórios dos diferentes contextos deposicionais da Formação Pendência.

Essas mesmas observações são válidas para o Recôncavo. No Campo de Miranga, enquanto os turbiditos profundos das Camadas Caruaçu apresentam permeabilidades muito baixas, os arenitos sigmoidais de origem deltaica do Arenito Catu Inferior exibem valores de 27% (perfil do poço 7-MGP-8-BA) e os da Zona Catu 9 valores de 24% e 1 *darcy* (no poço 9-MG-330-BA). Os reservatórios deltaicos das sucessões cíclicas do compartimento nordeste mostram sistematicamente boas porosidades.

## 6 – CONCLUSÕES

A sedimentação lacustre da fase *rift* evolui de profunda a rasa: enquanto os turbiditos da primeira fase fazem parte de leques sublacustres geralmente alimentados a partir de escarpas falhadas, os “turbiditos” rasos constituem o recheio de sucessões deltaicas cíclicas delimitadas por marcos transgressivos radioativos.

Apesar de semelhanças nas estruturas sedimentares (camadas maciças ou gradacionais, seqüência de Bouma Tab, Tce, estruturas de escape de fluidos, etc.), os turbiditos das duas fases distinguem-se principalmente por suas sucessões verticais de fácies (“caixas” x ciclos com granocrescência ascendente seguida de granodecrescência) e por suas associações faciologicas (no segundo caso, com depósitos retrabalhados por ondas ou com depósitos tracionais de barra de foz ou de canal distributário). Os turbiditos deltaicos também apresentam características geométricas comuns com os lobos sigmoidais (Della Fávera, 1984), e para os quais evoluem. Esses dois tipos de acumulações deltaicas (lobos turbidíticos e lobos sigmoidais) distinguem-se do modelo deltaico tipo *Gilbert* por não apresentarem continuidade física entre a frente e a planície deltaicas.

A correta identificação dos turbiditos é importante para a exploração de hidrocarbonetos, de vez que há um profundo contraste nas propriedades per-

moporosas dos reservatórios: de baixa qualidade na fase profunda, devido a aspectos texturais, e a uma diagênese mais severa nos arenitos finos a grosseiros; e de boa qualidade na fase rasa, em função de pequenas taxas de compactação e de cimentação nos arenitos texturalmente finos/muito finos.

## AGRADECIMENTOS

Aos geólogos Jorge Carlos Della Fávera e Carlos Henrique Lima Bruhn pela leitura crítica e proveitosas discussões.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, A. C. *Petrografia e diagênese dos arenitos-reservatório da Formação Pendência (Cretáceo Inferior) no Campo de Serraria, Bacia Potiguar, Brasil*. Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 1985. 143 f. Tese-Mestrado.
- ANJOS, S. M. C., SOMBRA, C. L., SOUZA, R. S. de, WAICK, R. N. Potencial de reservatórios profundos da Formação Pendência, Bacia Potiguar emersa. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, v. 4, n. 4, p. 509-530, out./dez. 1990.
- BRUHN, C. H. L. *Caracterização geométrica e faciológica dos turbiditos-reservatório do Membro-Gomo, Formação Candeias*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/DEPEX, 1986. 12 f. Relatório interno.
- BRUHN, C. H. L. *Modelo deposicional dos turbiditos do Membro-Gomo, Formação Candeias, no compartimento nordeste da Bacia do Recôncavo*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/DEPEX, 1986. 14 f. Relatório interno.
- BRUHN, C. H. L., MORAES, M. A. S. Turbiditos brasileiros: caracterização geométrica e faciológica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988. Belém. *Anais...* Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988. v. 2. p. 824-838.
- CARRASCO, B. N. *Análise seqüencial dos testemunhos 01 a 10 do poço 9-MG-330-BA*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/CENPES/DIGER, 1984. 4 f. Relatório interno.
- CASTRO, J. C. Fácies, ambientes e seqüências deposicionais das formações Rio do Sul e Rio Bonito, leste de Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980. Camboriú. *Anais...* Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980. p. 283-299.
- CASTRO, J. C., BARROCAS, S. L. S., CARRASCO, B. N. *Fácies e diagênese da Formação Pendência*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS / CENPES / DIGER, 1985. 11 f. Relatório interno.
- DELLA FÁVERA, J. C. Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras: uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984. Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. p. 489-501.
- GHIGNONE, J. I. *O tempo Candeias*. Salvador: PETROBRÁS/RPBA / DIREX / SETRIN, 1970. 30 f. (Relatório RPBA 1282).
- KLEIN, G. de V., MELO, U., DELLA FÁVERA, J. C. Subaqueous gravity processes on the front of Cretaceous Deltas, Recôncavo Basin, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, v. 83, n. 5, p. 1469-1492, May 1972.
- LOWE, D. R. Sediment gravity flows. II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density tur-

- bidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, v. 52, n. 1, p. 279-297, mar. 1982.
- MATOS, R. M. D., LIMA NETO, F. F., ALVES, A. C. WAICK, R. N. *O rift Potiguar-gênese, preenchimento e acumulações de hidrocarbonetos*. Natal: PETROBRÁS / DEBAR / DINTER, 1987. 37 f. Relatório interno.
- MEDEIROS, R. A., PONTE, F. C. *Roteiro geológico da Bacia do Recôncavo*. Salvador: PETROBRÁS / SEPES / DIVEN, 1981. 63 p. Relatório interno.
- PAULA, A. L., SILVA, A. O. *Zoneamento de reservatórios delgados da zona "A", Formação Pendência, Campo de Serraria, Bacia Potiguar, RN*. Natal: PETROBRÁS/ DEBAR/ DINTER, 1986. 10 f. Relatório interno.
- RIVAS, A. J. P. et al. *Influência da evolução tectono-sedimentar na geometria dos reservatórios: um exemplo no campo de Fazenda Bálsamo, Bahia*. Natal: PETROBRÁS/DEPEX, 1990. Relatório interno.
- RODRIGUES, E. B. *Estudo deposicional e diagenético das Camadas Caruaçu, Formação Marfim, no Campo de Miranga Profundo, Bacia do Recôncavo, Brasil*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS / CENPES / DIGER, 1989. 45 f. Relatório interno.
- SARNELLI, C. *Campo de Miranga Profundo: histórico e peculiaridades*. Salvador: PETROBRÁS / DEXBA / DIRGED, 1988. 8 f. Relatório interno.
- SILVA, L. G. da, EIDELWEIN, E., ALVES, A. C., AQUINO, P. C. A., SOUTO FILHO, J. D. *Caracterização e aspectos da exploração dos turbiditos da zona I – Campo de Upanema (Bacia Potiguar-emersa)*. Natal: PETROBRÁS/DEBAR/ DINTER/SERGED, 1988. 17 f. Relatório interno.
- SOUSA, E. M., MATO, L. F. *Campo de Rio do Bu: zoneamento e caracterização dos arenitos-reservatório da Formação Candeias*. Salvador: PETROBRÁS / DEXBA / DIRGED, 1988. 15 f. Relatório interno.
- SOUSA, E. M., SANCHES, C. P., MATO, L. F. Registros transgressivos lacustres: origem dos marcos elétricos/radioativos da Formação Candeias (Cretáceo Inferior), compartimento nordeste da Bacia do Recôncavo, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 11, 1989. Curitiba. *Anais...* Curitiba: Sociedade Brasileira de Paleontologia, 1989. p. 983-999.
- TEIXEIRA NETTO, A. S., BRAGA, J. A. E., BRUHN, C. H. L., MAGNAVITA, L. P., OLIVEIRA, J. J. de, FISHER, W. L. *Prospectos estratigráficos do Recôncavo: arcabouço estrutural, análise estratigráfica e potencialidades exploratórias dos andares Rio da Serra e Aratu*. Salvador: PETROBRÁS/DEXBA/DINTER, 1984. 83 f. (Relatório DEXBA, 1776).
- VAN WAGONER, J. C., MITCHUM, R. M., CAMPION, K. M., RAHMANIAN, V. D. *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1990. 55 p. (American Association of Petroleum Geologists. Methods in exploration series, 7).
- VIANA, C. F., GAMA JUNIOR, E. G. da, SIMÕES, I. de A., MOURA, J. A., FONSECA, J. dos R., ALVES, R. J. Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo-Tucano. *Boletim Técnico da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, v. 14, n. 3/4, jul./dez., 1971.

#### EXPANDED ABSTRACT

*In the evolution of the rift phase of some Brazilian marginal basins (Early Cretaceous), a deep lacustrine stage dominated by gravitational processes and deposits was followed by a shallow lacustrine stage, the latter characterized by turbidites or sigmoidal lobes of deltaic origin.*

*Previous studies correctly identified the gravitational origin of the deep lacustrine deposits, associating these with landslides and granular, liquified, and turbid flows. The turbidites of the shallow lacustrine phase, although associated with facies and cyclical successions indicative of such an environment, have been incorrectly interpreted as of deep origin, for example, in studies carried out on accumulations in the northeastern compartment of the Recôncavo basin and in the Upanema field of the Potiguar basin. The present study sought to arrive at a correct tectono-sedimentary characterization of the deep and shallow turbidites of these two basins and to ascertain implications for hydrocarbon exploration and production.*

*The lacustrine turbidites of both stages are either sandy rhythmites, consisting of massive or graded amalgamated strata, or sandy-clayey rhythmites, consisting of graded layers or Bouma sequences Tbe, Tce.*

*Penecontemporaneous deformations (convolutions, fluid escape structures, liquifaction slides, etc.) occur in both facies. The deep lacustrine sandy rhythmites display very fine to coarse textures and regular to*

*poor sorting, whereas those in the shallow environment are commonly very fine to fine and display regular to good sorting. The most notable difference between the two turbidite contexts lies in the vertical organization of the facies and the associated lithologic types: the deep lacustrine turbidites are observed vertically as sandstone or shale blocks (gamma-ray logs), while the shallow lacustrine turbidites are observed in cyclical successions (each succession coarsening and then fining upward), bounded by radioactive organic shales. The shallow turbidites are also found associated with tractional structures and wave ripple marks.*

*In lacustrine evolution, the older, deep lacustrine stage generally shows signs of greater burial and more severe diagenesis, which contribute to the poor quality of its reservoirs (permeability of less than 1 mD). On the other hand, despite their fine grain size, the shallow turbidites display regular permeability values (reaching 100-200 mD), since they have experienced rather inexpressive diagenesis.*

*The shallow turbidites associated with cyclical successions, interpreted here as delta front deposits, display a lobed geometry, either as zones/para-sequences or as subzones/facies. These deltaic deposits are distinct both from Gilbert deltas and from the sigmoidal lobe deposits defined by Della Fávera (1984) in deltaic successions of the Ilhas group and identified at the base of the Catu sandstone, Miranga field.*