

TURBIDITOS DA FORMAÇÃO URUCUTUCA NA BACIA DE ALMADA, BAHIA: UM LABORATÓRIO DE CAMPO PARA ESTUDO DE RESERVATÓRIOS CANALIZADOS

TURBIDITES OF THE URUCUTUCA FORMATION, ALMADA BASIN, BRAZIL: A FIELD-LABORATORY FOR THE STUDY AT CHANNELIZED RESERVOIRS

Carlos Henrique Lima Bruhn¹ e Marco Antônio Schreiner Moraes²

RESUMO — Na porção emersa da Bacia de Almada, afloram turbiditos areno-conglomeráticos e folhelhos ricos em foraminíferos planctônicos do Campaniano/Maestrichtiano, que definem litoestratigraficamente a Formação Urucutuca. Estas rochas compõem uma parte exumada da seção de preenchimento do *Canyon* de Almada, uma grande feição erosiva de idade pós-cenomaniana, que é bem definida sismicamente na porção marítima da bacia. A erosão diferencial entre os depósitos grosseiros (que formam cristas sinuosas e alongadas) e as fácies mais finas envolventes (áreas planas e rebaixadas quase ao nível do mar) permitiu o uso de fotografias aéreas para o estudo em planta dos turbiditos canalizados. Os canais individuais são assimétricos, têm baixa sinuosidade (1,1-1,3) e apresentam orientações diversas. O conjunto de canais como um todo, porém, está restrito a uma faixa alongada bem definida, com largura de 1,5 km e a mesma orientação de um dos talwegues principais do *Canyon* de Almada. Os canais turbidíticos da Bacia de Almada têm entre 30 e 380 m de largura, e comprimento variando entre 250 e 1 650 m. Foram preenchidos preferencialmente por conglomerados seixosos (polimíticos) maciços, conglomerados intracásticos e arenitos grosseiros a muito grosseiros, maciços ou, subordinadamente, estratificados. Folhelhos, arenitos centimétricos com seqüência de Bouma, diamictitos, depósitos de *slumps* e folhelhos com diques de areia constituem fácies intercanal (incluindo diques marginais). A associação de excelentes afloramentos com a possibilidade do mapeamento em planta dos canais com fotografias aéreas faz com que a seção aflorante da Formação Urucutuca na Bacia de Almada constitua um laboratório de campo para o estudo da geometria externa e heterogeneidades internas de reservatórios turbidíticos, mais especificamente, dos complexos de canais. Nestes sistemas, cujos representantes do registro antigo ainda estão pobremente descritos na literatura, praticamente a totalidade dos clásticos grosseiros que aportam ao sítio deposicional acumulam-se em canais, sem o desenvolvimento dos lobos deposicionais conspícuos aos modelos clássicos de leques submarinos.

(Originais recebidos em 13.06.89.)

ABSTRACT — The onshore Almada Basin's well-exposed sandy and/or conglomeratic turbidites and foraminifera (planktonic)-rich shales of Campanian-Maestrichtian age constitute the Urucutuca Formation. These rocks are part of an exhumed portion of the filling-section of the Almada Canyon, a large erosive feature of post-Cenomanian age that has been seismically well-mapped in the offshore portion of the Almada Basin. The differentiated weathering of coarse-grained deposits (forming sinuous and elongated crests) and of the surrounding shales (low and plain areas, almost at sea level) permitted the use of aerial photographs for plane-view study of the channelized turbidites. Individual channels are asymmetric and display low sinuosity (1.1-1.3) and multiple orientations. The overall channel complex occupies a well-defined elongated zone about 1.5 km wide, oriented the same as one of the Almada Canyon's main thalwegs. Almada Basin turbidite channels are 30 to 380 m wide and 250 to 1,650 m long and are filled preferentially by massive pebbly (petromict) conglomerates, intraformational (clay clast) conglomerates, and massive (subordinately stratified) very coarse to coarse-grained sandstones. Shales, thin-bedded turbidites with Bouma sequence, pebbly mudstones, slumps, and shales with sand dykes constitute the interchannel facies (including levees). With its excellent outcrops and the possibility of using aerial photographs in plane-view mapping of channelized turbidites, the Urucutuca Formation's exposed section is a veritable field-laboratory for the study of the external geometry and internal heterogeneities of turbidite reservoirs (more specifically, channel complexes). In these systems, whose ancient counterparts are still poorly described in the literature, almost all coarse-grained sediments reaching depositional sites are accumulated within channels without the development of depositional lobes — a phenomenon which is conspicuous in the case of classical submarine fan models.

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

- 1 - Setor de Integração de Geologia de Desenvolvimento e de Reservatório (SEIDER), Departamento de Exploração (DEPEX), Av. República do Chile, 65, Centro, CEP 20035, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- 2 - Setor de Geologia para Exploração (SEGEX), Divisão de Geologia e Engenharia de Reservatórios (DIGER), Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Mello (CENPES), Cidade Universitária, Quadra 7, Ilha do Fundão, CEP 21910, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

1 - CENÁRIO GEOLÓGICO REGIONAL E INTEGRAÇÃO ENTRE A GEOLOGIA DE SUPERFÍCIE E DE SUBSUPERFÍCIE

A Bacia de Almada situa-se na margem continental do estado da Bahia, entre os paralelos de 14°15' e 14°55' S, sendo limitada ao norte e ao sul, respectivamente, pelos altos de Itacaré e Olivença (fig. 1). Inclui uma pequena porção emersa, com extensão de 200 km² (fig. 2) e espessura máxima de sedimentos de 1 800 m. Na plataforma continental sua área atinge maior expressão: cerca de 1 300 km² até a cota batimétrica de 200 m, com a coluna sedimentar registrando espessuras superiores a 6 000 m.

No ano de 1963, os geólogos José L. P. Garrido, Kilson W. B. de Carvalho e Luiz P. de Siqueira, todos da PETROBRÁS, efetuaram um minucioso mapeamento geológico de superfície da porção emersa da Bacia de Almada (vide mapa simplificado da fig. 2), cuja síntese foi publicada por CARVALHO (1965). No mapeamento de Carvalho e colegas, foram identificados os sedimentos das formações Sergi, Itaparica, Candeias, Ilhas (esta, na verdade, um pacote litoestratigraficamente equivalente à atual Formação Candeias, porém de idade Rio da Serra Superior a Aratu) e Alagoas (hoje designada Taipu-Mirim), todas, com exceção da última, correlacionáveis bio- e litoestratigraficamente com as unidades homônimas da Bacia do Recôncavo. Adicionalmente, esses geólogos definiram uma nova formação, a Formação Urucutuca, composta essencialmente de folhelhos cinza-escuros, ricos em foraminíferos planctônicos do Campaniano/Maestrichtiano, e por conglomerados e arenitos, subordinados, que tendem a se concentrar na base da unidade.

Entre 1966 e 1985 foram perfurados pela PETROBRÁS 14 poços exploratórios na Bacia de Almada, cinco na sua porção terrestre e nove na plataforma continental, dos quais um resultou subcomercial de gás em arenitos e conglomerados da Formação Morro do Barro (1-BAS-36), e dois são subcomerciais de

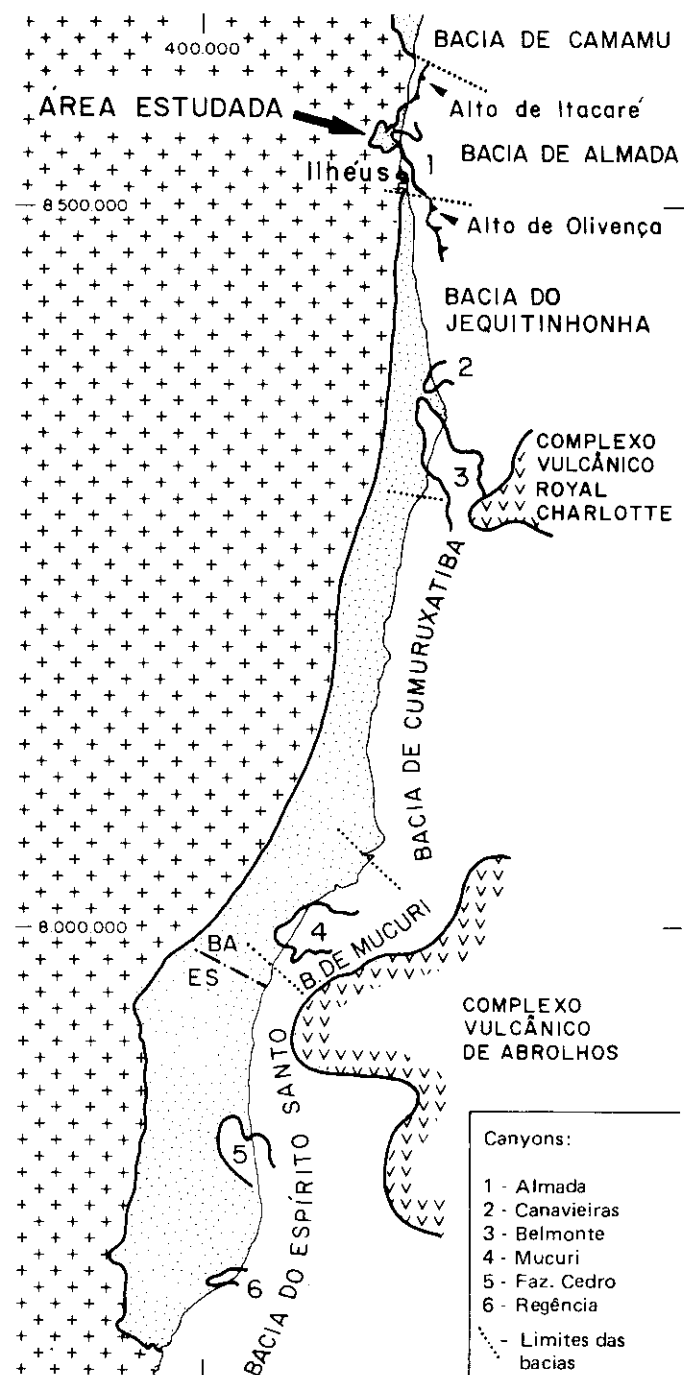


Fig. 1 - Mapa de localização da Bacia de Almada e principais canyons submarinos preenchidos por sedimentos da Formação Urucutuca.

Fig. 1 - Location map of the Almada Basin and main submarine canyons filled by Urucutuca Formation sediments.

óleo: 1-SSA-1-BA, em arenitos e conglomerados das formações Morro do Barro e Sergi (figs. 2 e 3); e 1-BAS-79, em uma seção equivalente à do 1-BAS-36. As informações fornecidas por estes poços exploratórios, aliadas aos sucessivos levantamentos gravimétricos e sísmicos na bacia, executados entre 1967 e 1987, permitiram a elaboração de uma detalhada coluna estratigráfica para a bacia,

incluindo a seção sedimentar de sua porção marítima (ARAÚJO & NASCIMENTO, 1987, inédito; fig. 4), o reconhecimento de suas principais estruturas (REIS, 1970; FERRADAES & SOUZA, 1972; GUEIROS & ALVES, 1977) e a elaboração de um modelo de evolução tectono-sedimentar (SOUZA, 1971; FERRADAES & SOUZA, 1972).

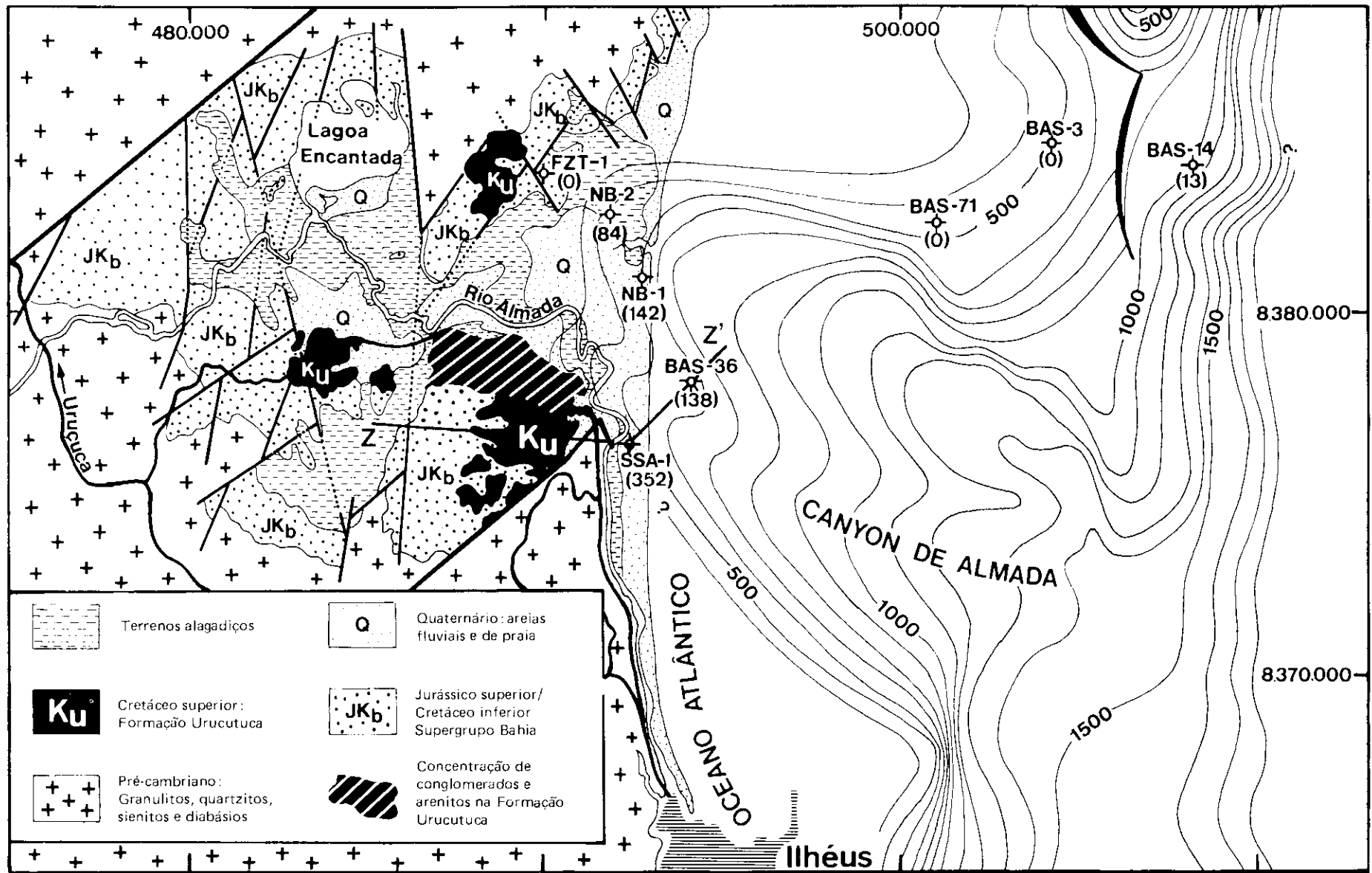


Fig. 2 - Composição do mapa geológico da porção emersa da Bacia de Almadá (simplificado de CARVALHO, 1965) com o mapa sísmico em tempo (intervalo de contorno = 500 milissegundos) da discordância pré-Urucutuca (Nascimento, 1984, inédito). Os números entre parênteses abaixo dos poços indicam as isolitas de conglomerados e/ou arenitos da Formação Urucutuca.

Fig. 2 - Geological map of the onshore portion of the Almadá Basin (simplified from CARVALHO, 1965) with seismic map in time of the pre-Urucutuca Formation unconformity (contour interval = 500 milliseconds; Nascimento, 1984, unpublished data). Urucutuca Formation conglomerate and/or sandstone isoliths for exploratory wells are indicated between parentheses.

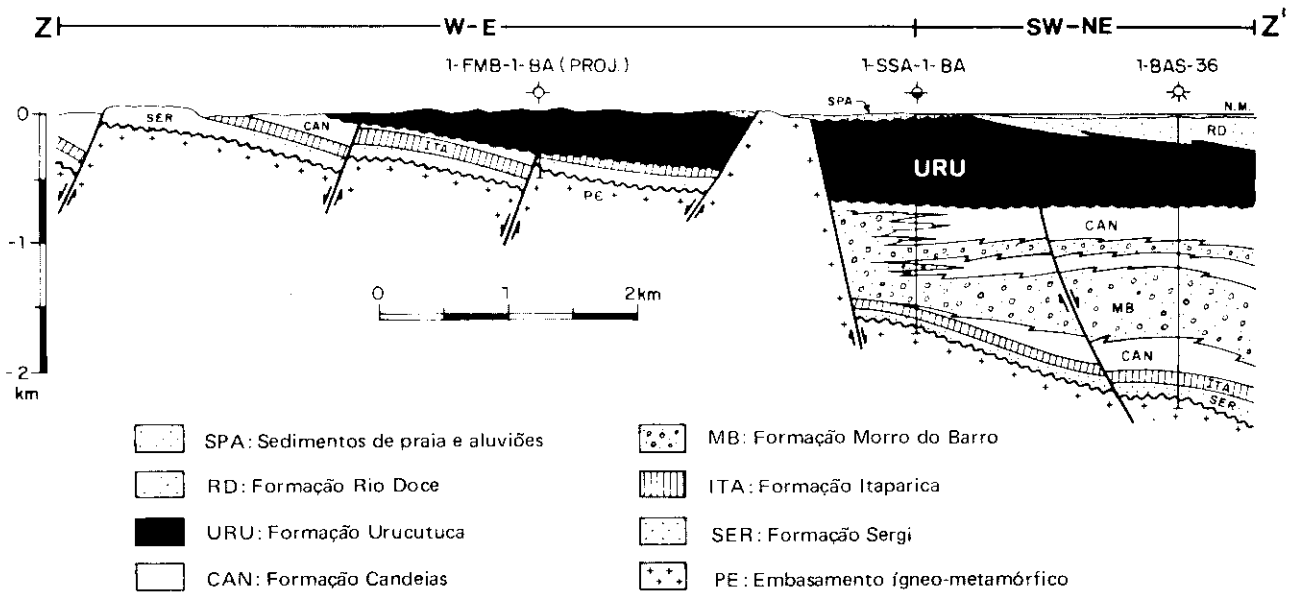


Fig. 3 - Seção geológica no sul da Bacia de Almada. Para a sua localização, vide o segmento Z-Z' na figura 2.
 Fig. 3 - Cross-section through a southern portion of the Almada Basin. For location, see segment Z-Z' in figure 2.

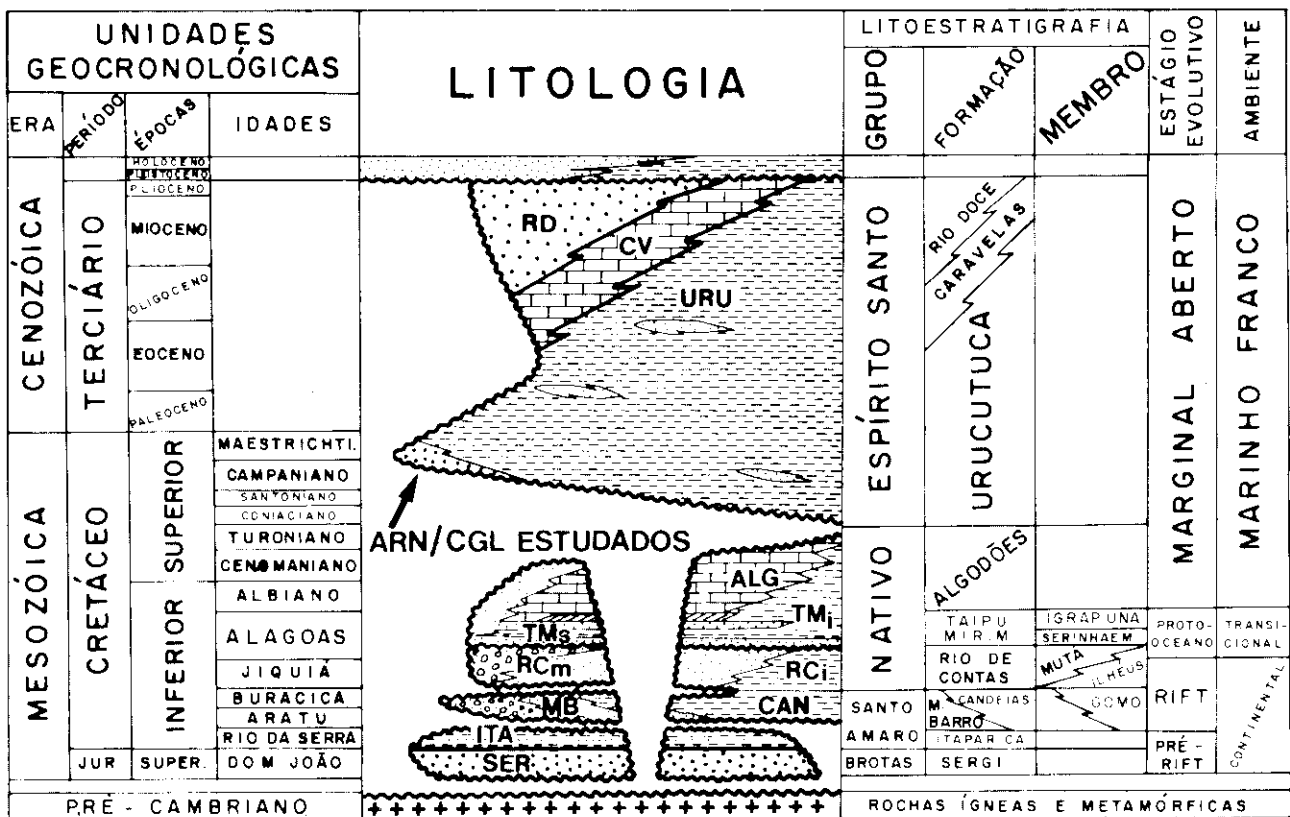


Fig. 4 - Carta estratigráfica da Bacia de Almada (modificada de Araújo & Nascimento, 1987, inédito).
 Fig. 4 - Almada Basin stratigraphic chart (modified from Araújo & Nascimento, 1987, unpublished data).

Os trabalhos de SOUZA (1971) e FERRADAES & SOUZA (1972) já identificavam na Bacia de Almada as três principais seqüências genéticas de preenchimento das bacias marginais brasileiras: a seção inferior *rift*, composta de sedimentos flúvio-deltaico-lacustrinos depositados no Neocomiano (andares Rio da Serra, Aratu, Buracica e Jiquiá); uma seção clasto-evaporítica transicional (proto-oceânica), correspondente ao Andar Alagoas; e uma seção marinha, iniciando com carbonatos albo-cenomanianos, seguindo-se, a partir do Turoniano e abrangendo todo o Terciário, o pacote essencialmente pelítico da Formação Urucutuca. Entretanto, com a evolução dos trabalhos exploratórios na bacia, esboçou-se um quadro ainda mais completo e aperfeiçoado de sua seqüência sedimentar, sumarizado por ARAÚJO & NASCIMENTO (1987, inédito; fig. 4).

O arcabouço estrutural da Bacia de Almada apresenta dois sistemas principais de falhas com direções NNE e NE (subparalelos à linha de costa), e um sistema secundário, com direção NNW, todos implantados pela primeira vez durante a fase de rifteamento. Tais falhas afetam a Formação Urucutuca apenas no limite sul da bacia (fig. 2), estando esta unidade suavemente basculada para leste. CARVALHO (1965) já havia reconhecido o contato discordante (erosional e angular) entre a Formação Urucutuca e os sedimentos subjacentes, porém FERRADAES & SOUZA (1972), ao mapearem a superfície de discordância pré-Urucutuca na porção marítima da Bacia de Almada, definem pela primeira vez o atualmente denominado *Canyon* de Almada (fig. 1), uma grande feição erosional pós-cenomaniana, preenchida por uma coluna de sedimentos campano-maestrictianos e terciários da Formação Urucutuca, com espessura de até 600 m (fig. 3). Em 1984, NASCIMENTO (inédito) elaborou uma versão mais atualizada do mapa estrutural da superfície de discordância pré-Urucutuca, utilizando linhas sísmicas obtidas em 1980. Analisando-se este mapa sísmico, conjuntamente com o mapa geológico de superfície da porção emersa da bacia (fig. 2), observa-se que os sedimentos aflorantes da Formação Urucutuca re-

presentam uma porção exumada da seção de preenchimento do *Canyon* de Almada.

Em vários pontos da estrada de rodagem (não-pavimentada) que hoje se estende sobre o leito da antiga ferrovia Ilhéus-Castelo Novo, especialmente nas proximidades dos vilarejos de Urucutuca e Sambaituba, ocorrem excelentes exposições dos arenitos e conglomerados canalizados da Formação Urucutuca (figs. 2 e 5). O clima quente e superúmido da região, com temperaturas médias anuais entre 24 e 26 °C, e precipitação pluviométrica média anual superior a 2 000 mm (IBGE, 1977), favoreceu o intemperis-

mo diferencial entre os folhelhos e clásticos grosseiros, de modo que estes compõem feições topográficas proeminentes, bastante ressaltadas em uma planície essencialmente pelítica, rebaixada quase ao nível do mar (fotos 1 e 2). Tal situação particular permitiu o mapeamento com fotografias aéreas, na escala 1:25 000 (GEOFOTO-CEPLAC, Obra 205, 1965), dos corpos de arenitos e conglomerados canalizados, que em planta tendem a ser alongados e mostrar orientações diversas (fig. 5). O conjunto de canais como um todo, porém, está restrito a uma faixa alongada, com largura de 1,5 km e orientação S65-75°E, ou seja, na continuidade e com a mesma

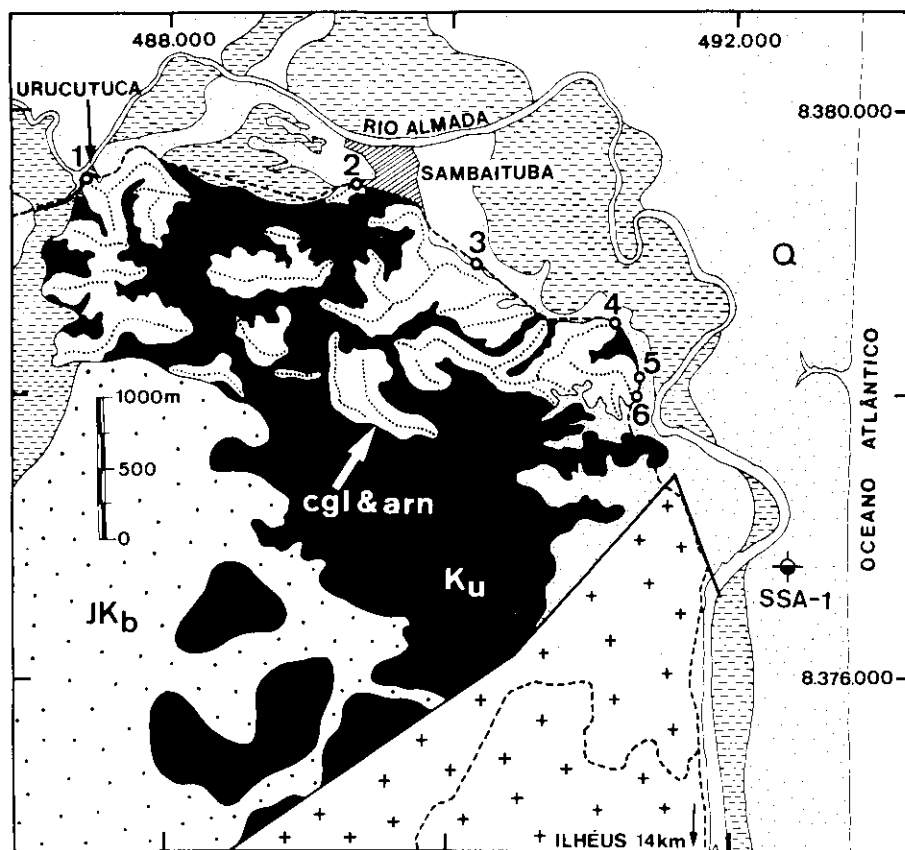


Fig. 5 - Detalhamento, a partir dos levantamentos de campo e interpretação de fotografias aéreas, dos corpos conglomeráticos e arenosos canalizados da Formação Urucutuca. Os números de 1 a 6 indicam os melhores afloramentos destes turbiditos grosseiros, os quais são discutidos no texto e ilustrados com fotografias. Para localização da área detalhada e simbologias, vide figura 2.

Fig. 5 - Detailed view of channelized conglomerate and sandstone bodies of the Urucutuca Formation. Numbers 1-6 indicate the best coarse-grained turbidite outcrops, discussed in the text and illustrated photographically. For location of detailed area and key to symbols, see figure 2.

orientação de um dos talwegues principais do *Canyon* de Almada (compare as figs. 2 e 5).

Assim, a seção aflorante da Formação Urucutuca na Bacia de Almada constitui um excelente laboratório de campo para o estudo da geometria externa e heterogeneidades internas de reservatórios turbidíticos, mais especificamente daqueles turbiditos que integram complexos de canais, conforme definições por BRUHN & MORAES (1988a, 1988b). Nestes sistemas turbidíticos, praticamente a totalidade dos clásticos grosseiros que aportam ao sítio deposicional acumulam-se em canais, sem o desenvolvimento dos lobos deposicionais conspícuos aos modelos clássicos de turbiditos (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972; WALKER & MUTTI, 1973; MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975; WALKER, 1978, entre outros).

Os sistemas turbidíticos canalizados estão amplamente distribuídos nas bacias meso-cenozóicas brasileiras, sendo registrados, especialmente, na seção de preenchimento dos vários *canyons* submarinos implantados após o Albiano Médio em quase todas as bacias da margem continental leste do Brasil. Tais depósitos possuem uma grande importância econômica, uma vez que constituem os reservatórios de várias acumulações de hidrocarbonetos situadas nas bacias de Sergipe-Alagoas, Espírito Santo e Campos.

Pretende-se neste artigo: a) descrever as fácies turbidíticas expostas na Bacia de Almada e seus respectivos processos deposicionais; b) apresentar um modelo deposicional para estes depósitos de complexos de canais, cujos representantes no registro antigo ainda estão pobremente descritos na literatura (vide discussão de WALKER, 1984, p. 181-4); e c) caracterizar a geometria externa e principais heterogeneidades internas destes reservatórios em potencial. Adicionalmente, incluiu-se em anexo um roteiro para visita aos principais afloramentos da Formação Urucutuca na Bacia de Almada (numerados de 1 a 6 na fig. 5), uma vez que esta área oferece a excepcional oportunidade para o geólogo

— especialmente aquele que se dedica à atividade de geologia de desenvolvimento e reservatório — de observar, em seção vertical ou em planta, depósitos turbidíticos bastante heterogêneos, com geometria complexa e continuidade lateral restrita, além de similares a outros que produzem petróleo em subsuperfície; em outras palavras, de "caminhar sobre um campo de petróleo exumado".

2 — ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES

O caráter mais marcante dos corpos de conglomerados e arenitos da Formação Urucutuca na Bacia de Almada é a sua descontinuidade lateral (foto 3), que se expressa topograficamente pelo desenvolvimento de cristas alongadas e ligeiramente sinuosas, as quais marcam as posições dos corpos de material grosseiro. Entre as cristas, nas partes baixas do terreno, afloram principalmente folhelhos, com intercalações delgadas de arenitos finos. Nesse contexto, duas associações de fácies são claramente reconhecíveis na Bacia de Almada: 1) uma associação de fácies de canal, representada pelo conjunto de fácies grosseiras; e 2) uma associação de fácies intercanal (incluindo diques marginais), caracterizada pela predominância de sedimentos finos (quadro I).

Esta divisão entre fácies de canal e fácies intercanal envolve algumas simplificações. A principal delas é o fato de ocorrerem intercalações de folhelhos e arenitos finos no interior das seqüências de preenchimento de canal. Por sua natureza, que será discutida no próximo capítulo, estas fácies finas subordinadas foram computadas como pertencentes à associação de fácies intercanal. Cada uma das fácies apresentadas no quadro I e descritas a seguir é caracterizada por um conjunto típico de feições que pode ser facilmente reconhecido por um exame macroscópico convencional.

2.1 — Associação de Fácies de Canal

2.1.1 — Fácies Conglomerado Seixoso Maciço (Csm)

Estes conglomerados apresentam matriz de areia grosseira/muito grosseira, de composição quartzo-feldspática, e grânulos, seixos e até matações de granulitos, gnaisses e quartzitos (foto 4). Os clastos da fração cascalho podem suportar o arcabouço ou aparecer dispersos na matriz arenosa. Em ambos os casos, a rocha apresenta aspecto maciço. Localmente, clastos alongados aparecem orientados e imbricados, com seu eixo maior dispendo-se paralelamente ao pro-

QUADRO I/CHART I

ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES DA FORMAÇÃO URUCUTUCA NA PARTE EMERSA DA BACIA DE ALMADA FACIES ASSOCIATIONS OF THE URUCUTUCA FORMATION IN THE ONSHORE ALMADA BASIN

ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE CANAL		
Conglomerado seixoso maciço	(Csm)	40%
Conglomerado intraclástico	(Ci)	30%
Arenito grosseiro maciço	(Agm)	20%
Arenito grosseiro estratificado	(Age)	10%
ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES INTERCANAL		
Arenito com seqüência de Bouma	(ASqB)	20%
Fácies exóticas	(Fe)	20%
Diamictito	(D)	10%
Folhelho	(F)	50%



Foto 1 - Fotografia tomada a partir da margem sul da Bacia de Almada (no contato com o embasamento), mostrando, num primeiro plano, um dos corpos de conglomerados e arenitos da Formação Urucutuca (Ku, afloramento 6), que se resalta topograficamente em relação aos folhelhos envolventes desta mesma unidade. Ao fundo observa-se o Oceano Atlântico (OA) e afloramentos da Formação Sergi (Js) e do embasamento pré-cambriano (Pc), já na margem norte da bacia. Compare esta fotografia com as figuras 2 e 5.

Photo 1 - Photograph taken from southern margin of the Almada Basin. In the foreground, one of the Urucutuca Formation conglomerate/sandstone bodies (Ku, outcrop 6), which stands out from surrounding shales of the same formation. In the background, the Atlantic Ocean (OA) and the Sergi Formation (Js) and pre-cambrian basement (Pc) outcrops, on the basin's northern edge. Compare this photo with figures 2 and 5.



Foto 2 - Detalhe da crista areno-conglomerática da Formação Urucutuca indicada na foto 1. Afloramento 6.

Photo 2 - Close-up of Urucutuca Formation conglomeratic/sandy crest, indicated in photo 1. Outcrop 6.



Foto 3 Exposição transversal de dois canais assimétricos do afloramento 4. O sentido das paleocorrentes aponta para o leitor. Uma seção vertical medida neste afloramento (A-A') é apresentada na figura 6.

Photo 3 - Transverse exposure of two asymmetric channels of outcrop 4. Paleocurrents point towards reader. A vertical section measured in this outcrop (A-A') is presented in figure 6.



Foto 4 Conglomerado seixoso (polimítico) maciço. Afloramento 2.

Photo 4 - Massive pebbly (polimict) conglomerate Outcrop 2.

vável sentido das paleocorrentes (quadrante leste).

Os conglomerados seixosos maciços são lenticulares, sendo sua extensão lateral controlada por uma sucessão de cortes e preenchimentos (fotos 5 e 6), que constituem a estruturação primária mais marcante das associações de canal. Compõem camadas com espessuras tipicamente decimétricas, raramente métricas, geralmente com gradação granulométrica normal (figs. 6 e 7) ou, subordinadamente, inversa-normal.

2.1.2 – *Fácies Conglomerado Intraclástico (Ci)*

Os conglomerados intraclásticos são aquelas rochas nas quais a fração cascalho consiste em intraclastos argilosos de tamanhos e formas diversos, orientados ou não (foto 7). Este material, muito pouco resistente ao transporte em meio turbulento, é produzido na própria bacia de acumulação, seja por erosão do substrato pela base das correntes de turbidez, seja por colapso das paredes dos canais. O teor de intraclastos é variado, utilizando-se aqui o valor de 50% da fração cascalho para se diferenciar esta fácies das demais.

Os conglomerados intraclásticos também são maciços e apresentam espessuras decimétricas, ocorrendo intimamente associados aos conglomerados seixosos maciços (figs. 6 e 7). Frequentemente, níveis ricos em intraclastos aparecem sobrepondo-se diretamente a cortes erosivos, numa óbvia relação causa-efeito.

2.1.3 – *Fácies Arenito Grosseiro Maciço (A_{gm})*

Os arenitos grosseiros maciços ocorrem geralmente sobrepostos aos conglomerados, com os quais compõem seqüências *fining upward* (figs. 6 e 7), cuja preservação depende dos cortes erosivos subsequentes (fotos 5 e 6). A granulometria destes arenitos é geralmente grosseira a muito grosseira, com grânulos e seixos aparecendo em proporções variadas, porém sempre compondo menos que 30% do volume total da rocha. Intraclastos argilosos também são comuns, mas

com tamanho menor que o dos encontrados nos níveis conglomeráticos (fig. 8).

2.1.4 – *Fácies Arenito Grosseiro Estratificado (A_{ge})*

Esta fácies ocorre tipicamente no topo das seqüências *fining upward* que se superpõem aos cortes erosivos (figs. 7 e 8). Os arenitos estratificados são também grosseiros a muito grosseiros, às vezes granulosos. Os tipos de estratificações registrados são: a) estratificação horizontal, que é a mais comum (foto 8); e b) estratificações cruzadas, tabular de baixo ângulo (foto 8) ou acanalada (foto 9), ambas de médio porte. Os arenitos estratificados ocorrem geralmente como lentes muito descontínuas, devido aos freqüentes cortes que lhes são superimpostos (foto 6).

2.2 – Associação de Fácies Intercanal

2.2.1 – *Fácies Arenito com Seqüência de Bouma (A_{SqB})*

Os arenitos que apresentam a seqüência de Bouma (com as divisões AB, ABC, BC ou C) são denominados turbiditos "clássicos" (WALKER, 1978). No caso da Bacia de Almada, quase todos os turbiditos "clássicos" encontrados são delgados (correspondendo aos *TBT* – *thin-bedded turbidites* – da literatura internacional), apresentando no máximo de 10 a 15 centímetros de espessura (figs. 7 e 8, e fotos 10 e 11). Os *TBTs* da Bacia de Almada, predominantemente *Tbc* e *Tc*, exibem tipicamente intraclastos argilosos, laminações convolutas e *climbing-ripples* (foto 10). WALKER (1985) denominou este tipo de *TBTs* de *CCC turbidites (ripped-up clasts, convolute laminations e climbing-ripples)*.

Os arenitos com seqüência de Bouma ocorrem intercalados com folhelhos comumente bioturbados (tubos subverticais preenchidos por areia; foto 10), conformando pacotes com espessura variável. Os pacotes mais ricos em arenitos (razão areia/lama entre 1:2 e 1:5) ocorrem intercalados com lentes de material grosseiro nas seqüências de preenchimento dos canais ou compondo diques

marginais (figs. 7 e 8, e fotos 12 e 13). Nas áreas mais afastadas dos canais, os *TBTs* ocorrem como camadas individualizadas, separadas por espessas camadas de folhelhos (foto 11). É importante notar que os *TBTs* acumulados nos diques marginais (fotos 10 e 12) têm granulometria oscilando predominantemente entre areia média e grosseira, enquanto aqueles situados numa posição mais afastada dos canais são arenitos finos a médios (foto 11).

2.2.2 – *Fácies Exóticas (Fe)*

Nesta categoria incluem-se todos os conjuntos litológicos produzidos por escorregamentos relacionados a instabilidades do talude (típicas das zonas onde se instalam os complexos de canais, especialmente os que ocupam os talvegues dos *canyons*) ou das próprias paredes dos canais e diques marginais. Aqui, dois destes conjuntos foram reconhecidos: a) *slumps*, caracterizados por dobramentos e enrugamentos de camadas; e b) zonas de diques de areia, nas quais redes de fraturas nos folhelhos são preenchidas por areia. Pequenos *slumps* são comuns em toda a seqüência turbidítica estudada, mas *slumps* maiores, de grandeza métrica, foram observados somente na zona intercanal (fig. 8 e foto 13). As zonas com diques de areia foram constatadas somente nos folhelhos situados imediatamente abaixo da base dos canais, o que implica alguma vinculação genética (figs. 7 e 8, e foto 13).

2.2.3 – *Fácies Diamictito (D)*

Os diamictitos encontrados na Bacia de Almada compõem concentrações lenticulares de seixos ou clastos mais grosseiros que "flutuam" em uma matriz argilosa (foto 14). Muitas vezes, os diamictitos aparecem associados a feições de escorregamento (fig. 8). Estes depósitos só foram encontrados imersos nos folhelhos intercanal, não tendo sido registrados associados a outros depósitos grosseiros.

2.2.4 – *Fácies Folhelho (F)*

Os folhelhos ocorrem como níveis delga-

LEGENDA PARA AS FIGS. 6, 7, 8, 12 E 13:

-  Conglomerados e arenitos conglomeráticos maciços
conglomerates and massive conglomeratic sandstones
-  Conglomerados intraformacionais
Intraformational conglomerates
-  Arenitos maciços
Massive sandstones
-  Arenitos com estratificação horizontal
Parallel-stratified sandstones
-  Arenitos com estratificação cruzada de médio porte
Sandstones with medium-scale cross-bedding
-  Arenitos com *ripples*
Sandstones with ripples
-  Folhelhos
Shales
-  Folhelhos bioturbados
Bioturbated shales
-  Folhelhos com diques de areia
Shales with sand dykes
-  Bioturbação em arenitos
Bioturbation in sandstones
-  Slumps
-  Diamictitos
Diamictites

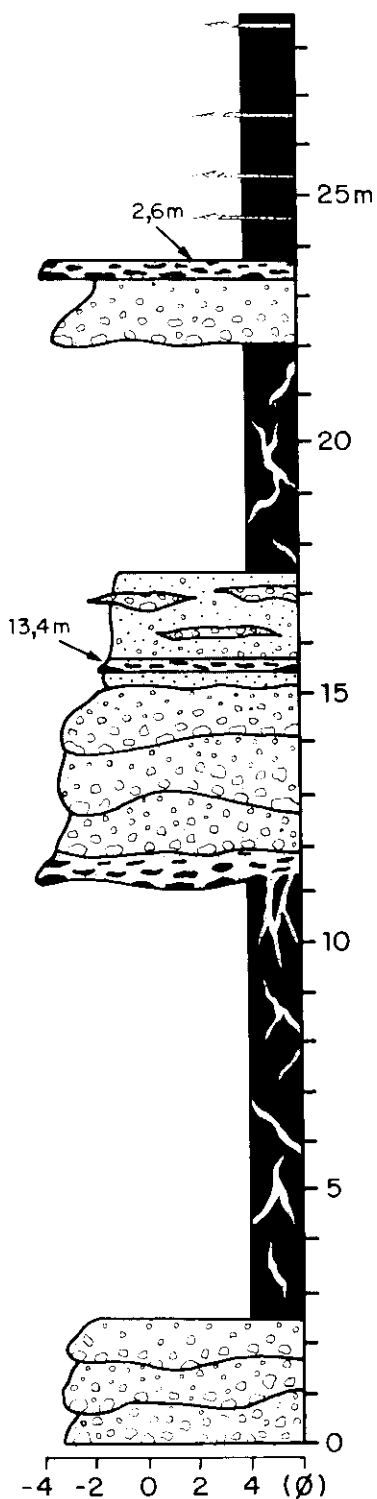


Fig. 6 - Seção vertical medida no afloramento 4. Para a sua localização, vide o segmento A-A' na foto 3.

Fig. 6 - Measured vertical section along outcrop 4. See photo 3 (segment A-A') for location.

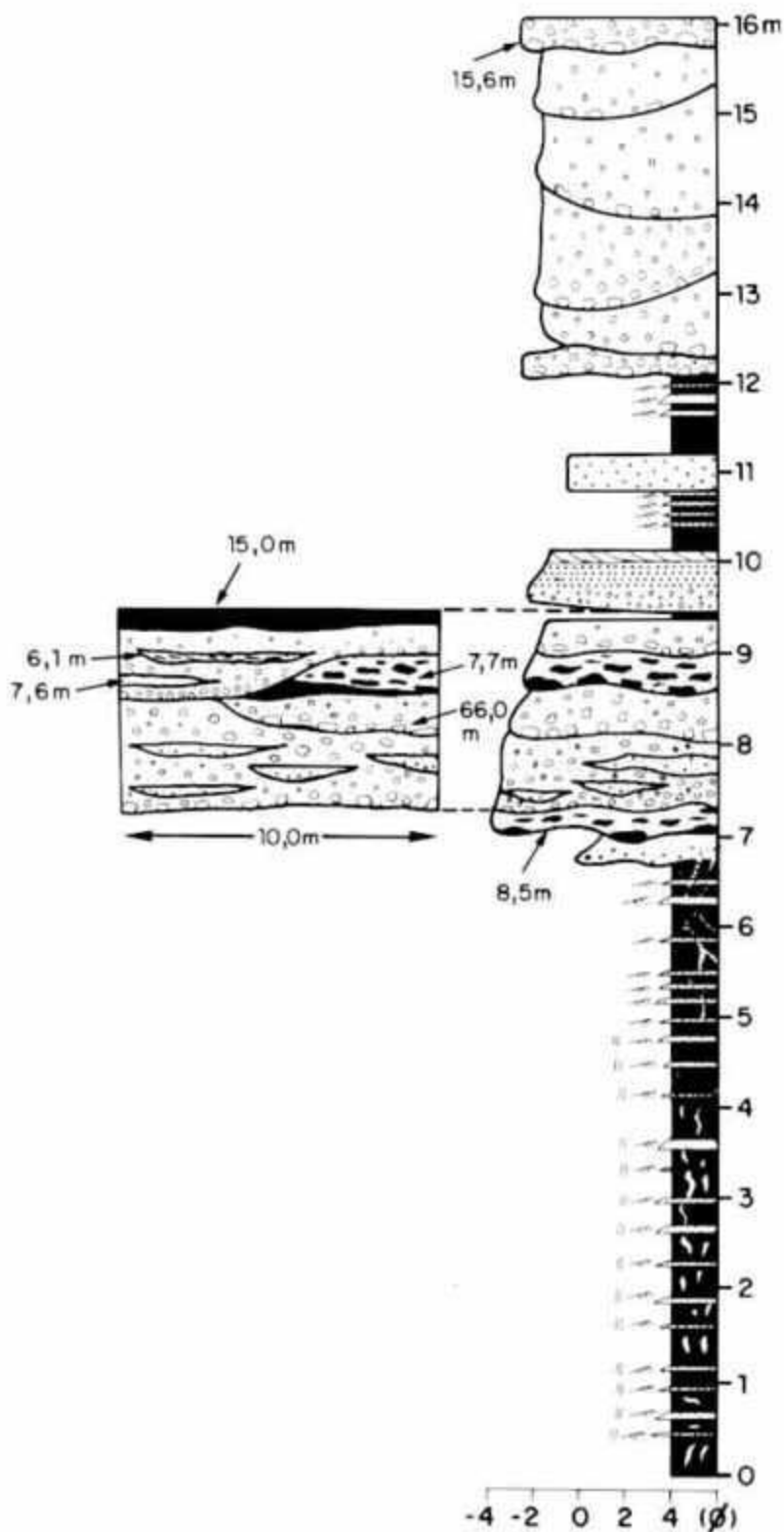


Fig. 7 - Seção vertical medida no afloramento 6. Para a sua localização, vide o segmento B-B' na foto 12. Simbologias são apresentadas na figura 6. Conservando-se a mesma escala vertical, é apresentado um detalhe das principais heterogeneidades internas observadas no afloramento e suas dimensões laterais.

Fig. 7 - Measured vertical section along outcrop 6. See photo 12 (segment B-B') for location and figure 6 for key to symbols. A detailed representation of the outcrop's main internal heterogeneities and their lateral dimensions is shown in the same vertical scale.

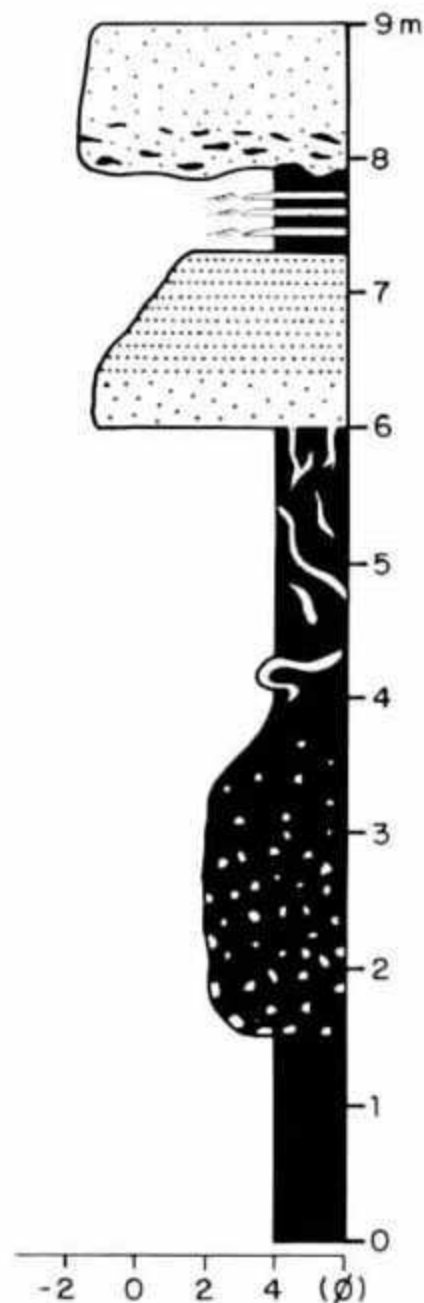


Fig. 8 - Seção vertical medida no afloramento 3. Para a sua localização, vide o segmento C-C' na foto 13. Simbologias são apresentadas na figura 6.

Fig. 8 - Measured vertical section along outcrop 3. See photo 13 (segment C-C') for location and figure 6 for key to symbols.

Foto 5 - Estruturas de corte e preenchimento em seção de preenchimento de canal (a = arenitos, c = conglomerados). Afloramento 2.

Photo 5 - Scour and fill structures in a channel-fill section (a = sandstones, c = conglomerates). Outcrop 2.

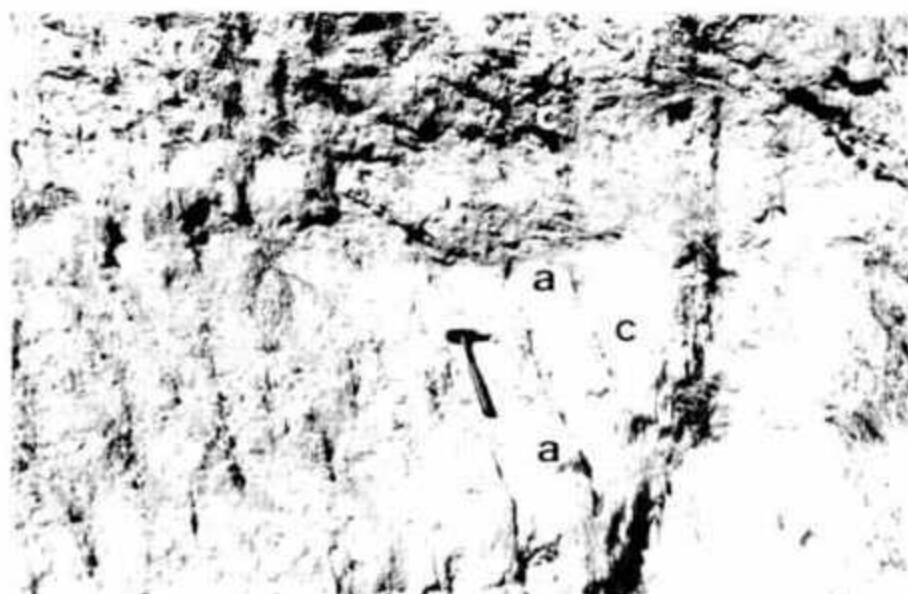


Foto 6 - Conglomerado (c) truncando arenito muito grosseiro (a) com estratificação horizontal. Afloramento 6.

Photo 6 - Parallel stratified, very coarse-grained sandstone (a) truncated by conglomerate (c). Outcrop 6.

Foto 7 - Conglomerado intraformacional com grandes clastos argilosos. Afloramento 1.

Photo 7 - Intraformational (large clay clasts) conglomerate. Outcrop 1.

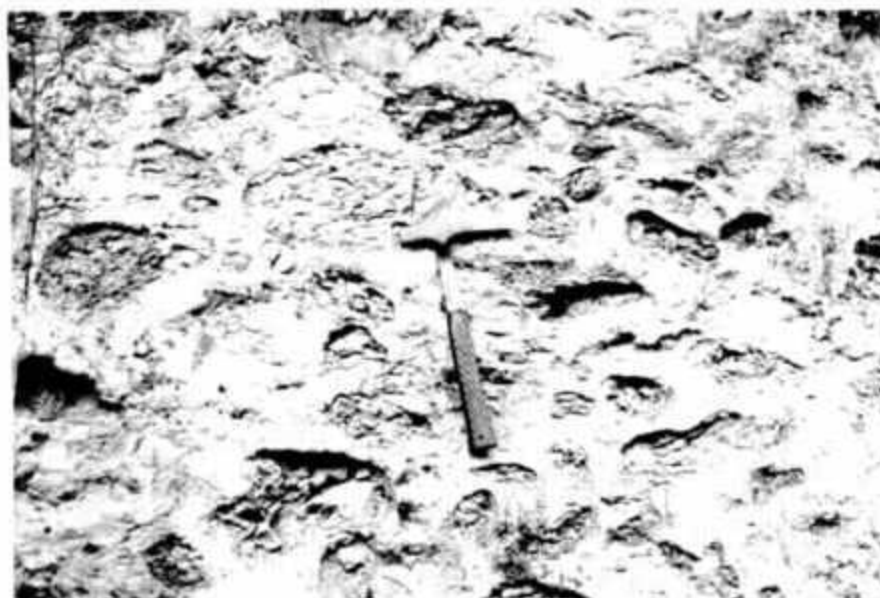


Foto 8 - Arenito muito grosseiro conglomerático, maciço (m) que grada no sentido do topo para arenito muito grosseiro com estratificação horizontal (h) e arenito grosseiro com estratificação cruzada planar (p). Afloramento 6.

Photo 8 - Massive, conglomeratic, very coarse-grained sandstone (m) grading topward to parallel-stratified, very coarse-grained sandstone (h) and planar cross-bedded coarse-grained sandstone (p). Outcrop 6.



Foto 9 - Arenito muito grosseiro com estratificação cruzada acanalada de médio porte. Afloramento 6.

Photo 9 - Very coarse-grained sandstone with medium-scale trough cross-bedding. Outcrop 6.

Foto 10 - Intercalação de folhelhos bioturbados e turbiditos delgados, típicos de diques marginais. Os arenitos apresentam laminação paralela e/ou climbing-ripples, ou laminação convoluta, além de, localmente, intraclastos argilosos. Afloramento 6.

Photo 10 - Lévee facies: burrowed shales and sandy thin bedded turbidites. The sandstones display parallel lamination and/or climbing-ripples, or convolute lamination, and, locally, rip-up clay clasts. Outcrop 6.





Foto 11 - Turbiditos delgados intercalados com folhelhos, acumulados em uma posição intercanal. Afloramento 5.

Photo 11 - Interchannel thin-bedded (sandy) turbidites and shales. Outcrop 5.



Foto 12 - Canais amalgamados do complexo de canais turbidíticos da Bacia de Almada (afloramento 6). Os remanescentes dos diques marginais parcialmente erodidos por canais mais jovens e os conglomerados com abundantes intraclastos argilosos (ambos rebaixados na superfície do afloramento) constituem barreiras de permeabilidade estocásticas, com poucas dezenas de metros de extensão e espessuras decimétricas. Na base do afloramento está preservada parte de um dique marginal (d), com até 10 m de espessura, composto por folhelhos bioturbados e turbiditos decimétricos (vide detalhe na foto 10). Uma seção vertical medida neste afloramento (B-B') é apresentada na figura 7.

Photo 12 - Nested channels of the Almada Basin turbidite channel complex (outcrop 6). Partially eroded levees and intraformational conglomerates with a very high clay clast content (both characterized by depressions on the outcrop surface) constitute stochastic permeability barriers with extensions under 100 m and decimetric thickness. Part of a levee (d) up to 10 m thick and composed of burrowed shales and thin-bedded turbidites is preserved in the lower part of the outcrop (see detail in photo 10). A vertical section measured in this outcrop (B-B') is presented in figure 7.



Foto 13 - Exposição longitudinal de um canal do afloramento 3. Imediatamente abaixo dos sedimentos grosseiros que preenchem o canal (c) ocorrem folhelhos com diques de areia (d) e, mais abaixo, camadas deformadas por slumps (s). Uma seção medida neste afloramento (C-C') é apresentada na figura 8.

Photo 13 - Longitudinal exposure of a channel of outcrop 3. Shales with sand dykes (d) are found immediately below the coarse-grained channel fill (c); further below are sandy beds deformed by slumping (s). A vertical section measured in this outcrop (C-C') is presented in figure 8.



Foto 14 - Diamicrito, caracterizado por seixos e grânulos dispersos em uma matriz lamosa. Afloramento 3.

Photo 14 - Pebbly mudstone. Outcrop 3.

dos intercalados com arenitos no interior dos canais e em seus diques marginais ou como camadas espessas nas zonas intercanal. São rochas cinza-escuras, micáceas, argilosas e com teores variados, ainda que baixos, de silte. Apesar de sua cor original escura, comumente tornam-se acastanhados devido ao intemperismo superficial. A presença de bioturbação é comum, apresentando formas variadas (embora predominem os tubos subverticais preenchidos por areia; foto 10).

Os folhelhos, a julgar pelos dados dos poços perfurados na porção marítima da Bacia de Almada, representam mais de 90% da espessura total da Formação Urucutuca. Entretanto, na seqüência

aflorante, devido à sua remoção preferencial pela erosão, constituem apenas 50% da associação de fácies intercanal.

3 - PROCESSOS DEPOSICIONAIS

O conhecimento dos processos envolvidos no transporte e acumulação de turbiditos conglomeráticos apenas recentemente foi sistematizado pela literatura geológica (WALKER, 1975a; LOWE, 1982). Os turbiditos grosseiros da Bacia de Almada apresentam uma seqüência típica de fácies (fig. 9), que merece ser compreendida à luz desses conhecimentos.

Quantidades significativas de sedimentos na fração cascalho são transportadas so-

mente por correntes de turbidez de alta densidade ($> 1,3 \text{ g/cm}^3$), nas quais a elevada concentração das partículas em suspensão ($> 20-30\%$) possibilita que outros mecanismos, além da turbulência da corrente, também contribuam para a sustentação dos grãos. Destes mecanismos, os principais são: 1) a pressão dispersiva, resultante do freqüente choque entre os grãos; e 2) a flutuabilidade dos grãos maiores na matriz mais densa de partículas menores (LOWE, 1982; veja, também, discussões em BRUHN, 1985, e MORAES, 1985).

As características mais marcantes das correntes de turbidez de alta densidade são seu grande poder de erosão e a rápida acumulação de sua carga grosseira, a

qual ocorre com a desestabilização (desaceleração) do fluxo. A relação entre as taxas de erosão e de sedimentação de uma corrente de turbidez é governada, principalmente, pelo declive do substrato. O elevado poder de erosão das correntes de alta densidade promove, nas partes proximais dos sistemas turbidíticos, a escavação do substrato pelítico, gerando-se assim o espaço que vai ser ocupado pelas fácies de canal e, também, a grande quantidade de material intraclástico (fácies conglomerado intraclástico, Ci; fig. 9) que é sistematicamente observada nos turbiditos dos complexos de canais (BRUHN & MORAES, 1988a, 1988b). Trabalhando-se com as seções sísmicas ES-96-262 e ES-96-264, que são longitudinais ao Canyon de Almada, estimou-se em 3° o paleogradiante da superfície onde se implantou o complexo de canais aqui descrito, uma declividade muito elevada quando se trata de sistemas turbidíticos. Para este cálculo, compararam-se as diferenças de mergulho entre sucessivos refletores da Formação Urucutuca, situados o mais próximo possível do horizonte com maior concentração de arenitos e conglomerados turbidíticos.

A deposição rápida, diretamente a partir da carga de suspensão, é responsável pelo predomínio do caráter maciço (fácies conglomerado seixoso maciço, Csm, e fácies arenito grosseiro maciço, Agm; fig. 9), pois o fluxo não permanece estável por um tempo suficiente para que as formas de leito possam se desenvolver. A graduação granulométrica observada na seqüência da figura 9 é produto do decréscimo progressivo da energia da corrente, uma característica sempre marcante da sedimentação turbidítica.

Na realidade, nem todas as correntes que trafegam pelo talvegue dos canyons são correntes de turbidez de alta densidade. Correntes de turbidez mais diluídas ou mesmo correntes aquosas de fundo podem escoar pelos condutos criados pelos fluxos de maior energia, retrabalhando por períodos relativamente longos os depósitos previamente acumulados. Este processo é o responsável pelo aparecimento da fácies arenito grosseiro estratificado (Age; fig. 9), es-

pecialmente os arenitos com estratificação cruzada, feição que indica o desenvolvimento de formas de leito,

Os turbiditos do tipo CCC são originados pelo extravasamento da parte superior (grãos mais finos) das correntes que trafegam pelos canais, construindo os diques marginais. Neste contexto, os intraclastos argilosos estão associados à erosão de sedimentos finos nas margens dos canais, enquanto as laminações convolutas e *climbing ripples* se relacionam às taxas de sedimentação relativamente mais elevadas que ocorrem nos complexos de canais em comparação com as porções distais dos leques turbidíticos. Uma boa parte dos folhelhos (F) associados à fácies arenito com seqüência de Bouma (ASqB) pode ter uma origem semelhante. Medidas de paleocorrentes efetuadas nas *ripples* dos turbiditos delgados do afloramento 6 (fig. 5, e fotos 10 e 12) registram direções de migração perpendiculares à maior elongação dos canais.

Em resumo, os turbiditos areno-conglomeráticos da Bacia de Almada foram transportados e acumulados em canais

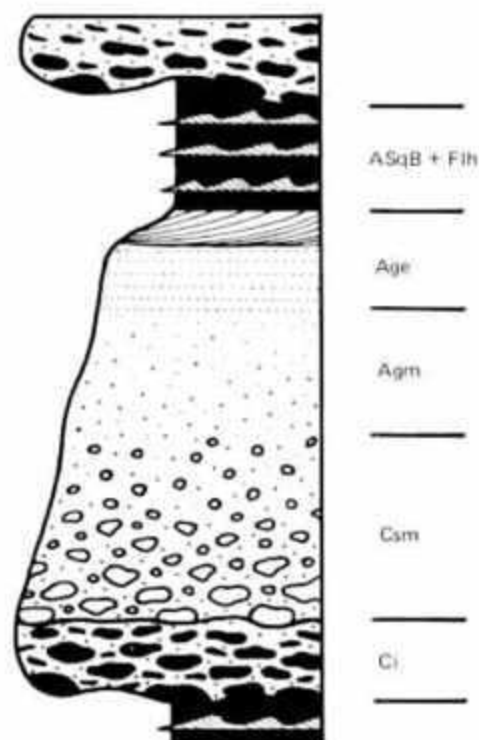


Fig. 9 - Seqüência típica de fácies dos turbiditos da Bacia de Almada.
Fig. 9 - Typical facies sequence for Almada Basin turbidites.

escavados num substrato pelítico por correntes de turbidez de alta densidade. Tal processo resultou em lentes descontínuas de material grosseiro, imersas em sedimentos finos, os quais foram originados, principalmente, pelo extravasamento de parte das correntes que viajavam através desses canais.

A magnitude da velocidade das correntes de turbidez que escavaram canais no Canyon de Almada, bem como transportaram uma abundante carga sedimentar grosseira, pode ser estimada a partir de equações relativamente simples, apresentadas por KOMAR (1970, p. 1557-9). A primeira delas diz respeito à tensão (τ_{t0}) necessária para transportar grãos de determinado diâmetro (D). Para partículas maiores que 7 mm, KOMAR (1970) encontrou que:

$$\tau_{t0} = 0.06 (\rho_s - \rho) g D \quad (1)$$

onde:

$(\rho_s - \rho)$ = diferença de densidade entre as partículas e o fluido (será igual a 1,65 g/cm³, considerando-se as partículas e o

fluido como compostos, respectivamente, por quartzo e água);
 g = aceleração da gravidade (9,81 cm/s²).

Uma segunda equação fornece uma aproximação da velocidade de fluxo (\bar{u}) necessária para atingir a tensão cisalhante (τ_{t0}) que movimentará grãos de diâmetro D (KOMAR, 1970):

$$\bar{u} = \left[\frac{\tau_{t0}}{c_f \rho_t} \right]^{1/2} \quad (2)$$

onde:

c_f = coeficiente de arrasto, o qual pode ser estimado de um Diagrama de Moody, fornecido por livros-texto de hidráulica (por exemplo, Daily & Harleman, 1966, citados por KOMAR, 1970);

ρ_t = densidade da corrente de turbidez.

Colocando-se a equação (1) na equação (2), chega-se a:

$$\bar{u} = \left[\frac{0,06 (\rho_s - \rho) g D}{c_f \rho_t} \right]^{1/2} \quad (3)$$

Assim, considerando-se uma população de clastos com tamanho de seixo (D com pelo menos 6,4 cm) — o que é muito comum entre os depósitos turbidíticos da Bacia de Almada —, que as correntes de turbidez que trafegavam pelo *Canyon* de Almada fossem de alta densidade (ρ_t de pelo menos 1,3 g/cm³) e utilizando-se um coeficiente de arrasto de 0,0035, obtém-se uma velocidade de fluxo de 3,7 m/s. Tal valor representa, na verdade, uma aproximação da velocidade mínima destas correntes de turbidez, uma vez que está relacionada ao instante em que as partículas começam a se movimentar. Quando estas passam a integrar a carga de suspensão, a tensão cisalhante da corrente e sua própria velocidade tornam-se significativamente maiores. De qualquer modo, a estimativa de 3,7 m/s é muito menor que as velocidades máximas das correntes de turbidez de alta densidade geradas por terremotos, que podem atingir valores superiores a 25 m/s (STOW, 1985).

Concluindo esta discussão sobre processos deposicionais, deve-se acrescentar que outras fácies subordinadas do complexo de canais da Bacia de Almada, como os depósitos produzidos por escorregamentos e deformação associada (*slumps*), foram favorecidos por instabilidade do talude ou das próprias paredes dos canais ou diques marginais, o mesmo acontecendo com os diamictitos, provavelmente acumulados a partir de fluxos de detritos localizados.

4 — MODELO DEPOSICIONAL

Um dos primeiros modelos para os leques turbidíticos, que teve grande aceitação a ponto de tornar-se clássico, foi proposto inicialmente por MUTTI & RICCI LUCCHI (1972), tendo sofrido depois uma série de modificações com os trabalhos de WALKER & MUTTI (1973), MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) e WALKER (1978). Segundo esse modelo clássico, um leque turbidítico compreende três divisões: 1 — leque superior ou interno, dominado por um canal principal com diques marginais proeminentes, em cujo interior se acumulariam conglomerados e/ou arenitos maciços de natureza lenticular; 2 — leque médio, caracterizado por lobos deposicionais que conteriam arenitos maciços e estratificados depositados em canais anastomosados (rasos, efêmeros e com diques marginais pouco expressivos) em sua parte superior, bem como turbiditos clássicos (com seqüência de Bouma) decimétricos acumulados em uma zona não-canalizada em sua parte inferior; e, finalmente, 3 — leque inferior ou externo, constituído por uma franja de turbiditos clássicos centimétricos intercalados com sedimentos finos.

Entretanto, a quase totalidade dos sedimentos grosseiros descritos neste trabalho acumulou-se em vários canais (provavelmente muitos deles ativos ao mesmo tempo), compondo corpos que, pelo menos na porção emersa da Bacia de Almada, não estão em continuidade física com lobos deposicionais. Assim, os turbiditos da Formação Urucutuca na Bacia de Almada não podem ser descritos adequadamente pelos modelos clássicos de leques turbidíticos, a exemplo

de muitos outros sistemas compostos essencialmente por grupos de canais e diques marginais (HERITIER *et alii*, 1979; CHAN & DOTT, 1983; BRUHN, 1985; WALKER, 1985; BRUHN & MORAES, 1988a, 1988b). Na verdade, trata-se de depósitos de preenchimento de um complexo de canais, o qual pode ser definido, de acordo com BRUHN & MORAES (1988b, p. 825), como um "grupo de corpos arenosos e/ou conglomeráticos estreitos e alongados, gerados pelo preenchimento de canais sinuosos e assimétricos... Tais canais são produzidos pelo próprio sistema deposicional e não devem ser confundidos com calhas produzidas tectonicamente ou pela movimentação subjacente de camadas de sal ou folhelho. É importante salientar, também, que representam feições erosionais em uma escala menor que a dos *canyons* submarinos ou sublacustrinos, os quais podem abrigar na sua zona de talvegue não apenas um canal, mas também um complexo com inúmeros canais ativos".

A associação de fácies que preenche os canais turbidíticos da Bacia de Almada é bastante típica deste tipo de complexo sedimentar. Mais especificamente, a presença de grandes e freqüentes clastos argilosos (fotos 7 e 15), produzidos pela intensa erosão do substrato pelítico e pelo colapso das paredes dos canais, é exclusiva de zonas canalizadas. Também é bastante peculiar a este sítio deposicional a associação lateral de espessas acumulações de sedimentos grosseiros com pacotes de folhelhos bioturbados e turbiditos delgados do tipo CCC (WALKER, 1985) (foto 12), bem como a ocorrência de *slumps* (foto 13) e diamictitos (foto 14). É importante salientar que os corpos lenticulares aqui denominados canais são o resultado de uma complexa associação de formas erosivas e depósitos grosseiros (fotos 5 e 6). Também se observa na zona de talvegue dos canais uma concentração preferencial de sedimentos muito grosseiros, praticamente sem a ocorrência de depósitos finos intercalados. No sentido das porções laterais e de topo dos canais, tais depósitos muito grosseiros e maciços gradam para depósitos mais finos e es-

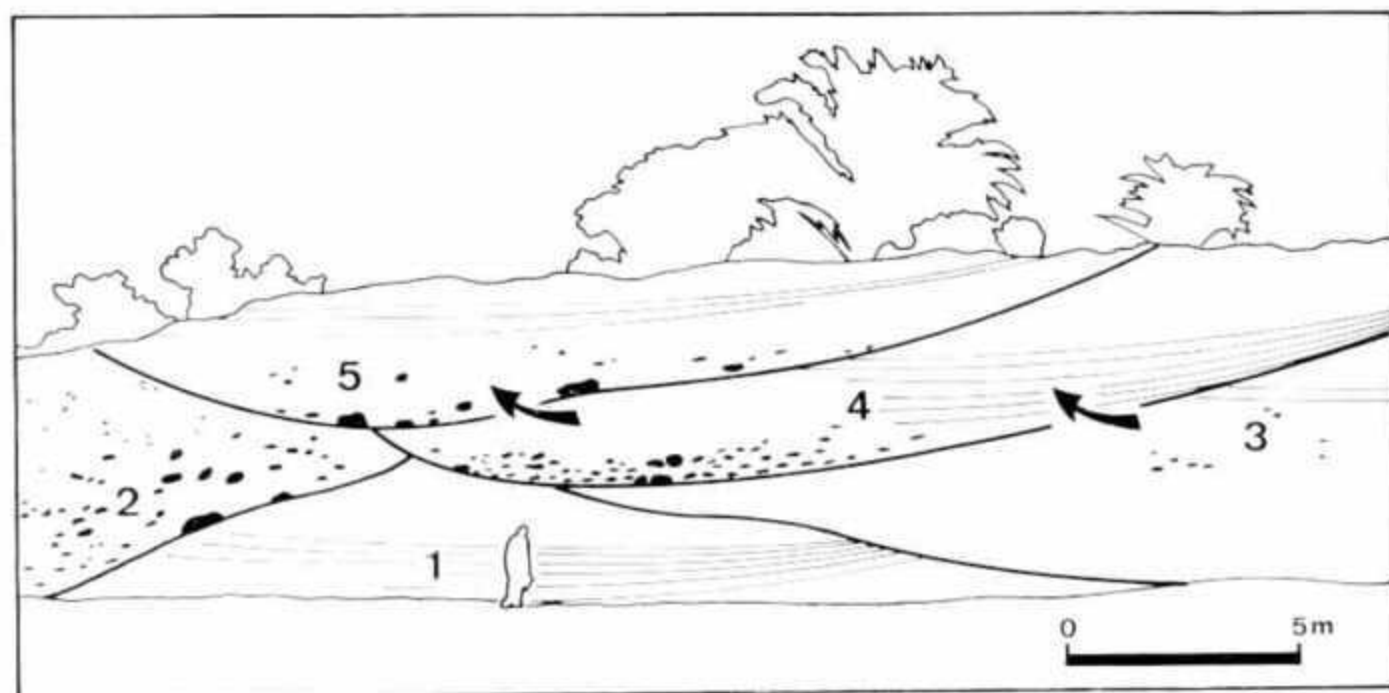


Foto 15 Canais amalgamados do complexo de canais turbidíticos da Bacia de Almada (afloramento 2). Reconhecem-se pelo menos cinco canais distintos, numerados de 1 até 5, respectivamente do mais antigo para o mais jovem. As setas indicam uma gradual migração dos canais para a direita, considerando-se que as paleocorrentes apontam para o leitor. Nos talwegues dos canais concentram-se grandes clastos argilosos, cujas posições são salientadas por depressões na superfície do afloramento, devido ao intemperismo diferencial. Já nas margens e no topo dos canais, os depósitos passam de maciços para estratificados.

Photo 15 Nested channels of the Almada Basin turbidite channel complex (outcrop 2). At least five channels are identifiable, numbered 1 to 5 from oldest to youngest. Arrows indicate a progressive lateral shifting in channel position to the right (paleocurrents towards the reader). The positions of large clay clasts concentrated in channel thalwegs are indicated by depressions on the outcrop surface. At the channel top and margins, however, massive deposits become stratified.

tratificados (veja os canais 4 e 5 da foto 15).

As camadas arenosas e/ou conglomeráticas produzidas pelo preenchimento dos canais turbidíticos da Bacia de Almada apresentam espessuras que variam tipicamente entre 1 e 10 m (figs. 6, 7 e 8), embora um pacote excepcionalmente espesso (aproximadamente 20 m) ocorra no afloramento 1. Tais dimensões podem ser consideradas como a profundidade mínima destes canais. Sequências *fining-upward* e *thinning-upward* em escalas diversas são conspícuas, indicando uma contínua migração e/ou abandono dos canais (vide, por exemplo, os intervalos 11-17 m na fig. 6, e 7-11 m na fig. 7).

Os canais turbidíticos da Bacia de Almada apresentam uma sinuosidade que oscila entre 1,1 e 1,3, e perfil assimétrico (erosão mais intensa e paredes mais abruptas em uma de suas margens). Entretanto, seu preenchimento não mostra superfícies de acreção que migram lateralmente, nem tampouco corpos arenosos ou conglomeráticos com abundantes estruturas de tração, como apresentam as barras em pontal típicas dos canais fluviais meandrantas. Na realidade, seu preenchimento se dá essencialmente por agredação vertical, sendo a maior parte dos sedimentos depositados diretamente a partir da carga suspensa de correntes de turbidez de alta densidade (subitamente desaceleradas), compondo depósitos maciços.

A sinuosidade dos canais presentes em leques submarinos recentes é reconhecida desde a década de 50 (MENARD & LUDWICK, 1951; MENARD, 1955), sendo excepcionalmente bem definida com sonografia e/ou sísmica de reflexão em grandes leques recentes, como os do Amazonas (FLOOD & DAMUTH, 1987; DAMUTH *et alii*, 1988) e do Mississipi (STELTING, 1985; WEIMER & BUFFLER, 1988). Também no registro antigo são descritos depósitos de preenchimento de canais sinuosos por turbiditos, os quais podem atuar, inclusive, como reservatórios de hidrocarbonetos (PAYNE, 1976; LOVICK, 1983; BRUHN, 1985; PHILLIPS, 1987; BRUHN & MO-

RAES, 1988a, 1988b). Nos sistemas fluviais, os principais fatores controladores da sinuosidade dos canais são o gradiente da superfície de deposição, a granulometria dos sedimentos e a natureza do transporte e da descarga (LEOPOLD & WOLMAN, 1957; SCHUMM, 1977). Dadas as similaridades entre os canais fluviais e os canais turbidíticos (o que não implica, necessariamente, que sejam sistemas totalmente análogos), poderíamos tentar compreender a sinuosidade destes últimos à luz dos fatores apontados acima. Assim, o aumento da sinuosidade dos canais turbidíticos seria favorecido por menores declividades do substrato, pela predominância de sedimentos finos no sistema, por uma elevada razão carga suspensa/carga de fundo e por fluxos relativamente uniformes.

O paleogradiente relativamente elevado (3°) da superfície onde se implantou o complexo de canais da Bacia de Almada, associado à abundância de sedimentos grosseiros neste sistema, poderia justificar a baixa sinuosidade destes canais (1,1-1,3). Situação semelhante ocorre no complexo de canais e diques marginais do Ebro, Mar Mediterrâneo, onde dois importantes canais, situados em áreas com declividades de 1 e $2,5^{\circ}$, apresentam, em suas porções proximais, sinuosidades de, respectivamente, 1,10 e 1,15 (NELSON & MALDONADO, 1988). Já na porção superior do Leque do Amazonas, onde o gradiente médio é de $0,8^{\circ}$ e a carga sedimentar do sistema é essencialmente lamosa, registram-se canais com sinuosidades que variam, tipicamente, entre 1,5 e 2,0 (DAMUTH *et alii*, 1988).

A assimetria dos canais turbidíticos da Bacia de Almada pode ser visualizada tanto nos canais discretos (foto 3) como nos canais amalgamados (foto 15), estando sua origem provavelmente associada à força de Coriolis, ou seja, ao componente defletivo aparente da força centrífuga produzida pela rotação da Terra. O efeito da força de Coriolis traduz-se na tendência das partículas em movimento na superfície da Terra, como, por exemplo, sedimentos em suspensão turbulenta, a serem defletidas para a direita no Hemisfério Norte e pa-

ra a esquerda no Hemisfério Sul. Assim, quando a carga sedimentar mais fina (transportada por correntes de turbidez confinadas) extravasa os limites dos canais, tende a se acumular preferencialmente à esquerda destes (como no caso do complexo de canais estudado, situado no Hemisfério Sul no Campaniano-Maestrichtiano; SIEVER, 1983), onde constrói diques marginais mais proeminentes (fig. 10). Uma vez criada uma feição fisiográfica mais elevada à esquerda, os canais tendem a migrar preferencialmente para a direita (foto 15 e fig. 10), até que ocorra uma avulsão, quando os canais rapidamente passam a ocupar uma nova posição (fig. 10).

A assimetria constitui, na verdade, uma importante característica dos canais turbidíticos (por vezes até mesmo de *canyons* submarinos), tendo sido reconhecida pioneiramente por MENARD (1955), que já invocava para a sua origem os efeitos da força de Coriolis. Excelentes ilustrações de canais turbidíticos assimétricos são apresentadas nos trabalhos de WILDE *et alii* (1978, p. 980), CREMER *et alii* (1985, p. 118), STELTING (1985, p. 287), SONOKI (1987, p. 97) e NELSON & MALDONADO (1988, p. 703). A identificação do caráter assimétrico em canais turbidíticos do registro antigo é dificultada pela raridade de afloramentos que exponham porções significativas destes canais, muito embora esta propriedade geométrica possa ser reconhecida em subsuperfície, nos campos de petróleo onde o espaçamento da malha de drenagem é de poucas centenas de metros. Por outro lado, o efeito da força de Coriolis é mais expressivo nas latitudes maiores, diminuindo nas proximidades do Equador. Assim, por exemplo, os canais implantados sobre o Leque do Amazonas (situado entre as latitudes de 3° e 10° N) não apresentam um caráter assimétrico nítido e/ou consistente (MANLEY & FLOOD, p. 921-3). Também deve-se ressaltar que irregularidades no substrato, controles tectônicos e correntes de fundo (de contorno) podem acentuar ou mesmo inverter esta tendência, tornando os canais simétricos ou assimétricos para o lado oposto ao esperado.

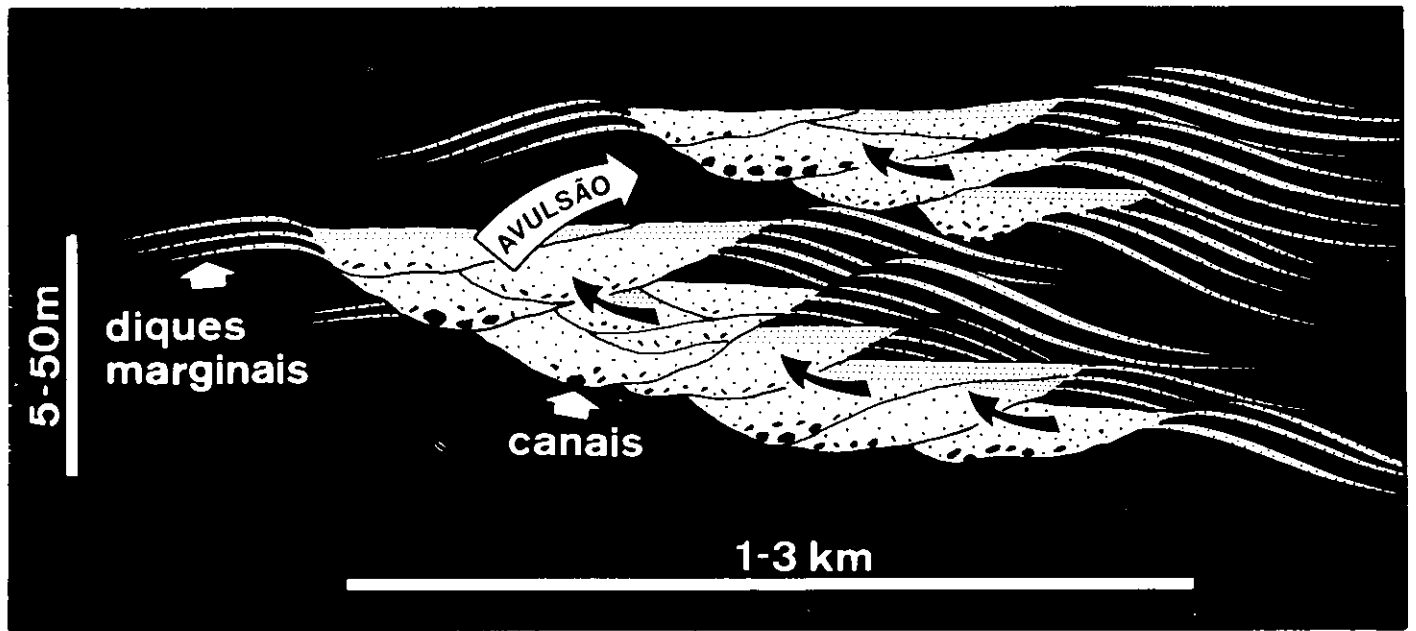


Fig. 10 - Representação esquemática de um complexo de canais e diques marginais situado no Hemisfério Sul. Por efeito da força de Coriolis, a carga sedimentar mais fina que extravasa os canais tende a se acumular preferencialmente à esquerda (olhando-se no sentido das paleocorrentes que, neste caso, apontam para o leitor), onde constrói diques marginais mais proeminentes. Uma vez criada uma feição fisiográfica mais elevada à esquerda, os canais tendem a tornar-se assimétricos e a migrar preferencialmente para a direita, até que ocorra uma avulsão, quando passam a ocupar uma nova posição.

Fig. 10 - Schematic representation of a channel-levee complex located in the Southern Hemisphere. As a result of the Coriolis force, the finer load that spills out from the channels tends to accumulate preferentially to the left (looking in the direction of the paleocurrents, which point towards the reader), building higher levees. Once a higher physiographic feature has been created to the left, the channels tend to become asymmetric and to migrate preferentially toward the right, until undergoing avulsion and occupying a new position.

Nos folhelhos aflorantes da Formação Urucutuca, bem como em furos rasos que atravessaram esta unidade, também na porção emersa da Bacia de Almada, foram encontradas diversas espécies de foraminíferos planctônicos, entre elas: *Abathomphalus mayaroensis* (VIVIERS & BEURLEN, 1987, p. 107), *Chilostomella sp.*, *Citharina sp.*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana contusa*, *Globotruncana gagnebinini*, *Globotruncana lugeoni*, *Globulina sp.*, *Guembelina sp.*, *Haplophragmium sp.*, *Heterohelix sp.*, *Lenticulina sp.*, *Planoglobulina glabrata*, *Praeglobotruncana sitae*, *Pseudoguembelina costulata*, *Pseudotextularia sp.*, *Racemiguembelina fruticosa*, *Rugoglobigerina sp.* e *Spiroplectammina sp.* (CARVALHO, 1965, p. 50, 51, 53 e 54). A espécie *Abathomphalus mayaroensis* possui diminuta amplitude temporal, estando relacionada globalmente com o final do Maestrichtiano (PESSAGNO Jr., 1967); as espécies do gênero *Heterohelix* têm grande amplitude estratigráfica, mas sua extinção marca comumente o topo do Cretáceo (VIVIERS & BEURLEN, 1987); e a espécie *Globotruncana contusa* caracteriza a zona de foraminíferos planctônicos da PETROBRÁS designada como F-150, típica também da porção superior do Maestrichtiano (NO-

GUTI & SANTOS, 1972). Já as espécies *Chilostomella sp.*, *Heterohelix sp.* e *Globotruncana arca* são fósseis típicos do Maestrichtiano da costa pacífica da América do Norte e indicam ambiente batial (200-2 000 m de profundidade) (Berry, 1987, citado por MORRIS & BUSBY-SPERA, 1988).

Na porção emersa da Bacia de Almada não se podem correlacionar com precisão os dados paleontológicos disponíveis para a Formação Urucutuca com os horizontes com concentração de turbiditos arenos-conglomeráticos, uma vez que não se dispõe das profundidades onde foram atravessados estes sedimentos grosseiros, nos furos rasos analisados para bioestratigrafia. Já nos poços perfurados no mar, isto é possível: no poço 1-BAS-36 (fig. 2), 138 m de turbiditos grosseiros concentram-se na base da seção de preenchimento do Canyon de Almada, distribuindo-se desde o Campaniano Superior (biozona de palinómorfo P-450, *Retitriporites formosus*, de REGALI *et alii*, 1974) até o Maestrichtiano (biozona de nanofósseis calcários N-290, *Arkhangelskiella cymbiformis*, de TROELSEN & QUADROS, 1971); já no poço 1-BAS-14 (fig. 2), 13 m de turbiditos grosseiros estão concentrados

igualmente na base da Formação Urucutuca, porém restritos ao Campaniano (biozonas de foraminíferos planctônicos F-140, *Globotruncana fornicata*, de NOGUTI & SANTOS, 1972; e de nanofósseis calcários N-270, *Eiffelithus eximius*, de TROELSEN & QUADROS, 1971). Assim, generalizando, podemos considerar que o complexo de canais turbidíticos da Bacia de Almada implantou-se e foi preenchido em um período de tempo situado entre a parte superior do Campaniano e o Maestrichtiano.

A análise conjunta de algumas curvas de variação eustática do nível do mar, incluindo as de VAIL *et alii* (1977), PITMAN (1978), HALLAM (1984) e HAQ *et alii* (1987), indica uma ascensão substancial do nível do mar entre o Neocomiano e o Coniaciano, que atingiu cerca de 300 m acima do nível atual. Do Coniaciano até o limite Cretáceo/Terciário, o nível do mar manteve-se relativamente estável neste regime de mar elevado, a partir de então tornando-se descendente até atingir um nível próximo ao atual no Mioceno. Tal constatação justifica a ocorrência de seqüências marinhas de ambiente relativamente profundo em áreas atualmente expostas na costa brasileira.

CHANG & KOWSMANN (1987) construíram uma curva de subsidência composta (subsidência resultante da combinação da variação eustática do nível do mar e da subsidência tectônica) para as bacias da margem continental brasileira. A partir desta curva, pode-se estimar a paleobatimetria na passagem Campaniano-Maestrichtiano (há aproximadamente 73 m. a.), medindo-se a diferença entre a cota deste ponto e a cota do último evento raso (final do Albiano). Neste caso, a paleobatimetria resultante é de aproximadamente 600 m, bastante compatível com a assembléia fossilífera encontrada nos sedimentos da Formação Urucutuca na Bacia de Almada (para uma melhor compreensão do método, recomenda-se ao leitor o texto de CHANG & KOWSMANN, 1987, p. 77-9). Assim, o *Canyon* de Almada foi escavado e preenchido em um período de tempo quando a bacia esteve submetida a condições paleobatimétricas relativamente elevadas, embora a erosão e a deposição de sedimentos possam ter sido influenciadas por oscilações eustáticas do nível do mar de amplitude secundária.

Com relação aos principais fatores geológicos que controlam a formação dos depósitos turbidíticos, STOW *et alii* (1985) resumem a experiência de um século de pesquisas nestes sedimentos, concluindo que os fatores primários, em escala mais ampla, são: 1 – suprimento de sedimentos, caracterizado principalmente em termos de volume, taxa de fornecimento e granulometria; 2 – ambiente e atividade tectônica; 3 – oscilações do nível do mar. Tais fatores não são independentes entre si, podendo estar complexamente inter-relacionados. Como um exemplo, a atividade tectônica na área-fonte pode afetar a taxa de erosão e, conseqüentemente, a taxa de fornecimento de sedimentos para serem ressedimentados por correntes de turbidez, bem como também os movimentos tectônicos podem provocar oscilações localizadas no nível do mar. A partir do trabalho clássico de VAIL *et alii* (1977), tem sido reconhecido em diversas bacias do mundo (SHANMUGAM & MOIOLA, 1982), inclusive as brasileiras (CARMIGNATTI & SCARTON, 1989), que os de-

pósitos turbidíticos mais expressivos estão associados a rebaixamentos do nível do mar, uma vez que nestes estágios aumentam a exposição e a erosão das plataformas, bem como os sedimentos flúvio-deltaicos atingem mais facilmente os *canyons* submarinos ou zonas de talude. Por outro lado, SHEPARD (1981), resumindo uma experiência pessoal de mais de 50 anos de investigações em *canyons* submarinos, aponta que o fator mais importante no desenvolvimento destas grandes feições é a erosão por correntes de turbidez, embora muitos *canyons* submarinos tenham sido iniciados por erosão subaérea e, após um posterior afogamento, preservados e/ou ampliados por essas correntes subaquosas.

Portanto, embora o *Canyon* de Almada tenha sua origem e início de preenchimento condicionados a um importante período de nível de mar elevado na margem continental brasileira, pode-se considerar, em sua evolução, pelo menos uma fase subordinada de rebaixamento do nível do mar, relacionada ao início de sua escavação e a seu preenchimento parcial por turbiditos grosseiros. Assim, durante um rebaixamento do nível do mar, o *Canyon* de Almada foi escavado por correntes de turbidez de alta densidade, que passavam estáveis e com grande poder de erosão ao longo do *canyon* em formação, acumulando sua carga além da base do talude da época. Depois disso, um pequeno levantamento, representando os primórdios da volta às condições de mar alto, posicionou o ambiente deposicional da base do talude para o interior do *canyon*, desencadeando seu preenchimento por turbiditos grosseiros. Finalmente, com o pleno retorno à condição de nível de mar alto, as fontes de sedimentos grosseiros foram isoladas da cabeça do *canyon*, que passou a ser preenchido essencialmente por sedimentos finos. A curva de variação eustática do nível do mar de HAQ *et alii* (1987), além de ressaltar o nível de mar relativamente elevado durante todo o Campaniano e Maestrichtiano, apresenta um episódio secundário, porém significativo, de rebaixamento, que pode estar associado à fase de acumulação mais expressiva de turbiditos grosseiros: há

74,3 m. a., aproximadamente na passagem Campaniano/Maestrichtiano. Tal idade está plenamente de acordo com o conteúdo fossilífero dos folhelhos associados ao complexo de canais turbidíticos da Bacia de Almada.

Embora um rebaixamento do nível do mar possa ter favorecido a acumulação de turbiditos no *Canyon* de Almada, tal fenômeno, por si só, não justifica a acumulação destes clásticos grosseiros exclusivamente em um complexo de canais. Na verdade, a elevada declividade do talvegue do *Canyon* de Almada (da ordem de 3^o), além de favorecer a implantação de um complexo de canais com baixa sinuosidade, provavelmente também inibiu o desenvolvimento de lobos deposicionais. Situação semelhante é ilustrada pelos sistemas turbidíticos recentes do Ebro (NELSON & MALDONADO, 1988) e Crati (RICCI LUCCHI *et alii*, 1985), ambos situados no Mar Mediterrâneo, onde a intensa atividade tectônica modelou plataformas continentais estreitas e com gradientes acentuados, sucedidas por zonas posicionadas na base do talude com forte declividade (> 1^o), onde se implantaram complexos de canais e diques marginais. BARNES & NORMARK (1985, carta anexa) apresentam mapas morfométricos dos maiores (e mais bem estudados) leques submarinos recentes, entre eles os sistemas turbidíticos Amazon, Astoria, Bengal, Crati, Delgada, Ebro, Indus, Laurentian, Magdalena, Mississipi, Monterey, Navy e Rhone. A comparação entre esses mapas ilustra bem a influência da declividade do substrato no desenvolvimento de complexos de canais: todos estes sistemas turbidíticos, com exceção dos "leques" do Ebro e Crati, apresentam uma zona de "leque superior" com declividade inferior a 1^o, onde ocorre um canal único ou poucos canais ativos simultaneamente; já nos sistemas do Ebro e Crati, registra-se no "leque superior" um gradiente predominantemente superior a 1^o e a implantação de um complexo com vários canais subparalelos.

A expressão no registro antigo dos complexos modernos de canais e diques marginais recebeu de MUTTI (1985) a designação de sistemas turbidíticos do tipo

III. Para MUTTI (1985), tais sistemas caracterizam-se por pequenos canais preenchidos por arenitos finos a médios, produzidos preferencialmente por fluxos gravitacionais de pequena expressão, em condições de nível de mar alto. Tais fatores condicionantes são difíceis de ser considerados para o complexo de canais da Bacia de Almada, preenchido por grande volume de conglomerados e arenitos grosseiros. De fato, a granulometria muito grosseira destes turbiditos indica que a cabeça do *canyon* se situava próxima à linha de costa, o que facilitava a abundante captação destes sedimentos. A escavação dos canais no interior do *Canyon* de Almada foi estimulada pelo alto gradiente de seu talvegue, por onde trafegavam correntes de turbidez de alta densidade, enquanto a agradaciação destas feições erosivas menores, por sedimentos grosseiros, foi favorecida provavelmente pela progradação de sistemas flúvio-deltaicos em um regime de mar baixo. Mais tarde, com o nível do mar tornando-se elevado novamente, a alimentação de clásticos grosseiros foi inibida, e o *Canyon* de Almada terminou de ser colmatado quase exclusivamente por pelitos.

5 — CARACTERIZAÇÃO GEOMÉTRICA DOS RESERVATÓRIOS E PRINCIPAIS HETEROGENEIDADES INTERNAS

As dimensões dos canais turbidíticos da Bacia de Almada podem ser quantificadas diretamente nos afloramentos ou a partir de sua fotointerpretação (figs. 5 e 11). Medidas de 50 em 50 m, tomadas no mapa de distribuição dos canais construído com fotointerpretação, revelam que a largura dos canais (distâncias "A" na fig. 11) apresenta um valor médio de 165 m, com variação entre 30 e 380 m. Outro dado importante é que 70% dos canais apresentam largura menor que 200 m, e 95% deles são mais estreitos que 300 m, ou seja, as dimensões transversais ao paleofluxo tendem a ser menores que o espaçamento entre poços utilizado na malha de drenagem da maioria dos campos brasileiros. Com relação ao comprimento dos canais (distâncias "B" na fig. 11), as medidas resultaram num comprimento médio de

640 m, com variação entre 250 e 1 650 m, tendo 70% dos canais um comprimento menor que 600 m. Assim, embora mais extensos em seu sentido longitudinal (razão comprimento/largura média de aproximadamente 4:1), os corpos turbidíticos canalizados são relativamente descontínuos em todas as direções.

Em subsuperfície, no entanto, as seções de correlação no interior dos campos de petróleo raramente cortam os canais nos sentidos transversal ou longitudinal exatos, uma vez que os canais são sinuosos, as seções dificilmente são retilíneas (devido ao posicionamento dos poços), e a direção das paleocorrentes dos canais individuais é difícil de ser precisada. Assim, para se obterem dados mais compatíveis com as necessidades dos trabalhos de subsuperfície, e que tivessem validade estatística, executou-se uma série de medidas distantes de 50 m em seções retilíneas transversais (distâncias "C" na fig. 11) e paralelas (distâncias "D" na fig. 11) ao talvegue do *Canyon* de Almada, cuja orientação reflete o sentido geral dos paleofluxos. De fato, a orientação do talvegue principal de um *paleo-canyon* pode ser definida com relativa facilidade a partir de seções sísmicas e mapas de isópacas construídos com dados de poços exploratórios, o que permite o estabelecimento de uma malha de drenagem orientada desde os primórdios da exploração de um campo, cujos reservatórios são turbiditos canalizados. Os valores resultantes forneceram uma média de 270 m para a "largura aparente" dos canais nas seções transversais (variação de 30 a 1 220 m) e o "comprimento aparente" médio de 380 m nas seções longitudinais (variação de 40 a 1 310 m). Estes dados também indicaram que a razão "comprimento aparente"/"largura aparente" média é aproximadamente 1,5:1; que 95% das "larguras aparentes" e 80% dos "comprimentos aparentes" são inferiores a 600 m; e, finalmente, que em qualquer seção realizada nas zonas de canais turbidíticos manifesta-se o caráter lenticular e descontínuo dos corpos de sedimentos grosseiros.

Nos complexos de canais turbidíticos,

os remanescentes dos diques marginais, parcialmente erodidos por canais mais jovens, constituem importantes barreiras de permeabilidade estocásticas, com poucas dezenas de metros de extensão e espessuras decimétricas (foto 12). Também os conglomerados intraformacionais, quando com elevado conteúdo de intraclastos argilosos, podem compor barreiras de permeabilidade localizadas, com continuidade lateral transversal aos canais quase sempre inferior a 20 m (fig. 7 e foto 15).

Os turbiditos da Bacia de Almada apresentam características geométricas e faciológicas muito similares àquelas dos reservatórios produtores de hidrocarbonetos nas acumulações de Lagoa Parada (figs. 12 e 13) e Fazenda Cedro, os dois campos com maior volume de óleo recuperável da Bacia do Espírito Santo. Nesta bacia, 63% do volume total de óleo recuperável estão concentrados em nove campos, onde os reservatórios são complexos de canais turbidíticos implantados nos *paleocanyons* de Regência e Fazenda Cedro (fig. 1), desde o Turoniano até o Eoceno.

BRUHN & MORAES (1989), utilizando as observações quantitativas da geometria externa e heterogeneidades internas dos canais turbidíticos da Bacia de Almada, construíram um conjunto de seções estratigráficas detalhando os reservatórios do Campo de Lagoa Parada, sendo duas delas apresentadas na figura 14. Para a construção das seções, os canais principais de Lagoa Parada foram identificados nos testemunhos de seis poços, bem como nos perfis elétricos/radiativos, com base nas seqüências *fining-upward* resultantes de seu preenchimento e abandono. Zonas de alta resistividade associadas à concentração de seixos, calhaus e matacões de rochas metamórficas do embasamento, além de anomalias de alta radioatividade produzidas pela concentração de intraclastos argilosos, indicam os talvegues dos canais e facilitam seu rastreamento nas seções. Observe-se na seção longitudinal (fig. 14B) como as zonas de alta resistividade abaixo do contato óleo/água do campo apresentam maior continuidade que na seção transversal (fig. 14A). As zonas com

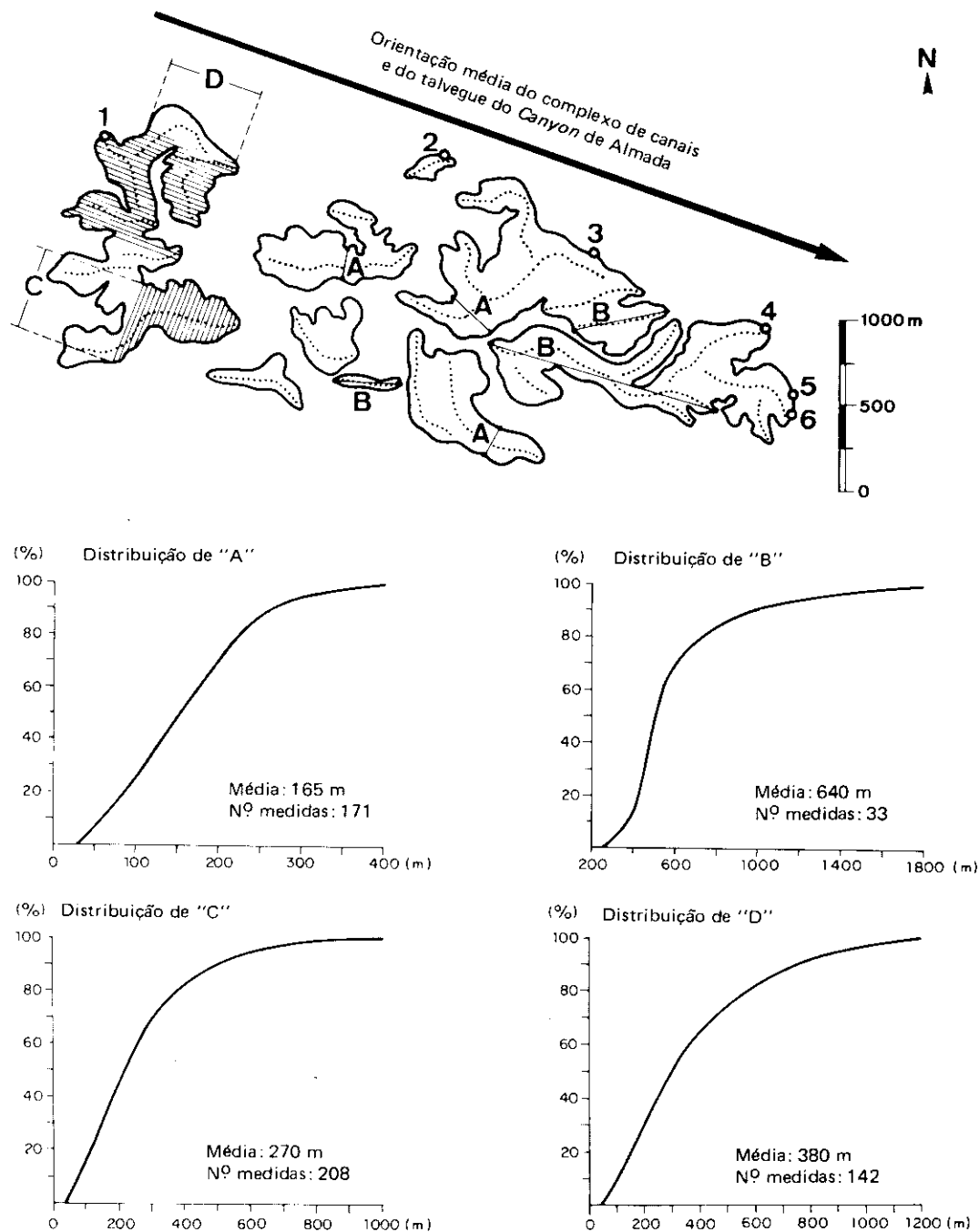


Fig. 11 - Detalhe da configuração em planta dos canais turbidíticos aflorantes na Bacia de Almada. Os números de 1 a 6 localizam afloramentos com excelentes exposições dos depósitos de preenchimento destes canais, onde sua geometria externa e heterogeneidades internas podem ser descritas em seção vertical. São apresentadas as distribuições das dimensões relativas à largura (A) e ao comprimento (B) dos canais, bem como das medidas dos canais obtidas em uma direção transversal (C; largura aparente) ou longitudinal (D; comprimento aparente) à orientação média do complexo de canais como um todo.

Fig. 11 - Detailed plane-view of Almada Basin outcropping channelized turbidites. Numbers 1-6 indicate the best channel-fill outcrops, where their geometries and internal heterogeneities can be described through vertical sections. Frequency distributions for channel width (A) and length (B) are presented, as well as frequency distributions for channel measurements in a transverse (C; apparent width) and longitudinal (D; apparent length) direction in relation to the general orientation of the channel complex.

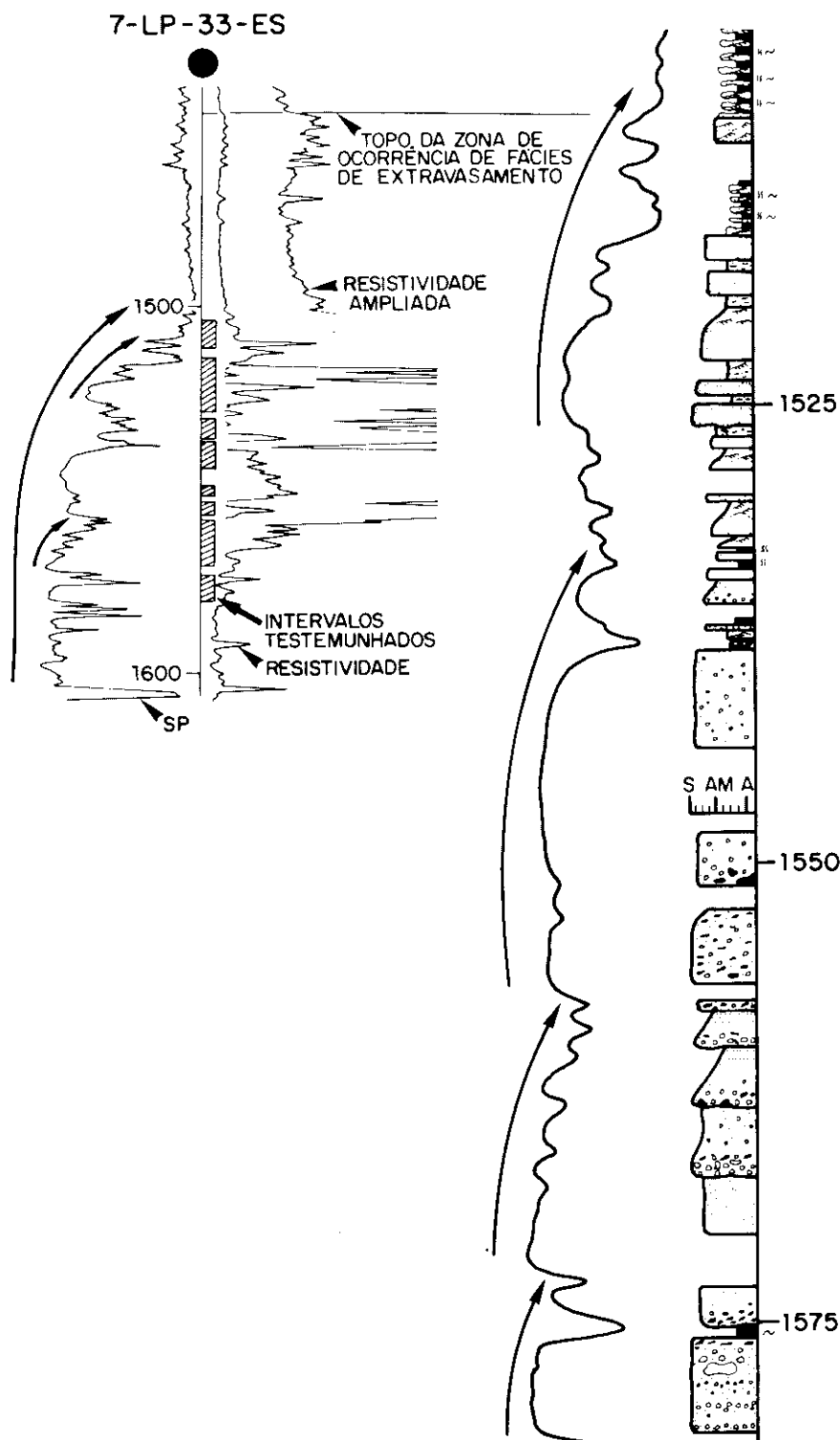


Fig. 12 - Associação de fácies e assinaturas de perfil típicas dos reservatórios do Campo de Lagoa Parda (poço 7-LP-33-ES). Observe a repetição de seqüências *fining-upward* e *thinning-upward* em diferentes escalas e compare esta associação de fácies com aquelas apresentadas nas figuras 6 e 7. Para as simbologias, vide a figura 6.

Fig. 12 - Facies association and log signatures typical of Lagoa Parda Field reservoirs (well 7-LP-33-ES). Note the repetition of *fining* and *thinning-upward* sequences in different scales, and compare this facies association with those shown in figures 6 and 7. For key to symbols, see figure 6.

ocorrência expressiva de turbiditos delgados intercanal e dos diques marginais foram também mapeadas nas seções, com auxílio das curvas de resistividade ampliadas.

A figura 14C apresenta a expressão em planta de quatro canais discretos do complexo de canais turbidíticos de Lagoa Parda. A exemplo dos canais mapeados com fotografias aéreas na Bacia de Almada, os canais de Lagoa Parda também são ligeiramente sinuosos e relativamente descontínuos, tanto na direção transversal como na longitudinal ao paleofluxo (compare as figs. 5 e 14C). Essa constatação é muito importante, uma vez que a visão mais comum na literatura tem sido a de que os depósitos de preenchimento dos canais turbidíticos têm uma extensão longitudinal muito superior à sua extensão transversal. Deve-se salientar, também, que esta idéia amplamente divulgada, errônea como generalização, é produto da dificuldade em encontrar exposições da totalidade ou da maior parte da extensão longitudinal dos depósitos de preenchimento de canal do registro antigo. Embora os leques submarinos recentes apresentem canais ativos com comprimentos que ultrapassam até algumas centenas de quilômetros (BARNES & NORMARK, 1985, carta anexa), isto não significa que tais feições fisiográficas possam ser preservadas no registro geológico através de depósitos de preenchimento com tal magnitude. Na verdade, muitos dos canais por onde trafegam correntes de turbidez acabam sendo abandonados e preenchidos por sedimentos finos, muito semelhantes àqueles que compõem o substrato escavado por tais correntes. Assim, pode tornar-se impossível o próprio reconhecimento de tais canais no registro antigo.

Comparando-se a dimensão e a frequência dos canais mapeados na Bacia de Almada e no Campo de Lagoa Parda com as malhas de drenagem comumente utilizadas, é possível estimar a quantidade de corpos não-conectados que podem existir em um campo de petróleo. Observa-se, também, que a existência dos canais imprime um complexo padrão de heterogeneidades internas aos reservatórios, o qual deve ser detalhada-

mente conhecido para a otimização da produção. No Campo de Lagoa Parda, a grande quantidade de canais, na maioria apresentando espessas seqüências de preenchimento, permite que a maior parte dos corpos esteja comunicada. Ainda assim, esta conexão pode limitar-se a uma pequena faixa na base ou nas laterais dos canais, o que cria a possibilidade de se desenvolverem caminhos preferenciais de fluxo no interior dos reservatórios. Este padrão de conexão deve ser considerado no gerenciamento da exploração, procurando-se evitar a formação de cones de água.

Estudos preliminares realizados em complexos de canais (do registro antigo) de outras bacias brasileiras (BRUHN, 1985; BECKER & CORÁ, 1986; ANSALONI *et alii*, 1988; ANDRADE *et alii*, 1988; BARROSO *et alii*, 1988; BECKER *et alii*, 1988; COSMO & PALHARES, 1988), além de exemplos da literatura internacional (WALKER, 1966; PIPER & NORMARK, 1971; MUTTI, 1977; HOWELL & LINK, 1979; HEIN & WALKER, 1982; CHAN & DOTT, 1983; RICCI LUCCHI, 1985; PHILLIPS, 1987; LINK & HALL, 1989; MAY & WARME, 1989; SHANMUGAM & CLAYTON, 1989) têm revelado dimensões semelhantes para os depósitos de preenchimento de canais, o que indica que o modelo aqui desenvolvido possui elevado poder preditivo, de modo a permitir que se estime a geometria dos canais mesmo em campos onde a disponibilidade de dados seja menor.

A tendência de preenchimento diferenciado dos canais turbidíticos, traduzida por um acúmulo preferencial de sedimentos mais grosseiros e maciços na zona de talvegue e por uma maior concentração de sedimentos mais finos e estratificados no topo e nas margens (foto 15), também é responsável pela existência de heterogeneidades de menor escala nestes reservatórios. Para ilustrar tal tipo de heterogeneidade interna, podemos recorrer a dados petrofísicos medidos nos reservatórios do Campo de Lagoa Parda, onde são identificadas fácies similares. Em Lagoa Parda, as fácies conglomerado/arenito conglomerático maciço, arenito grosseiro maciço, arenito fino/

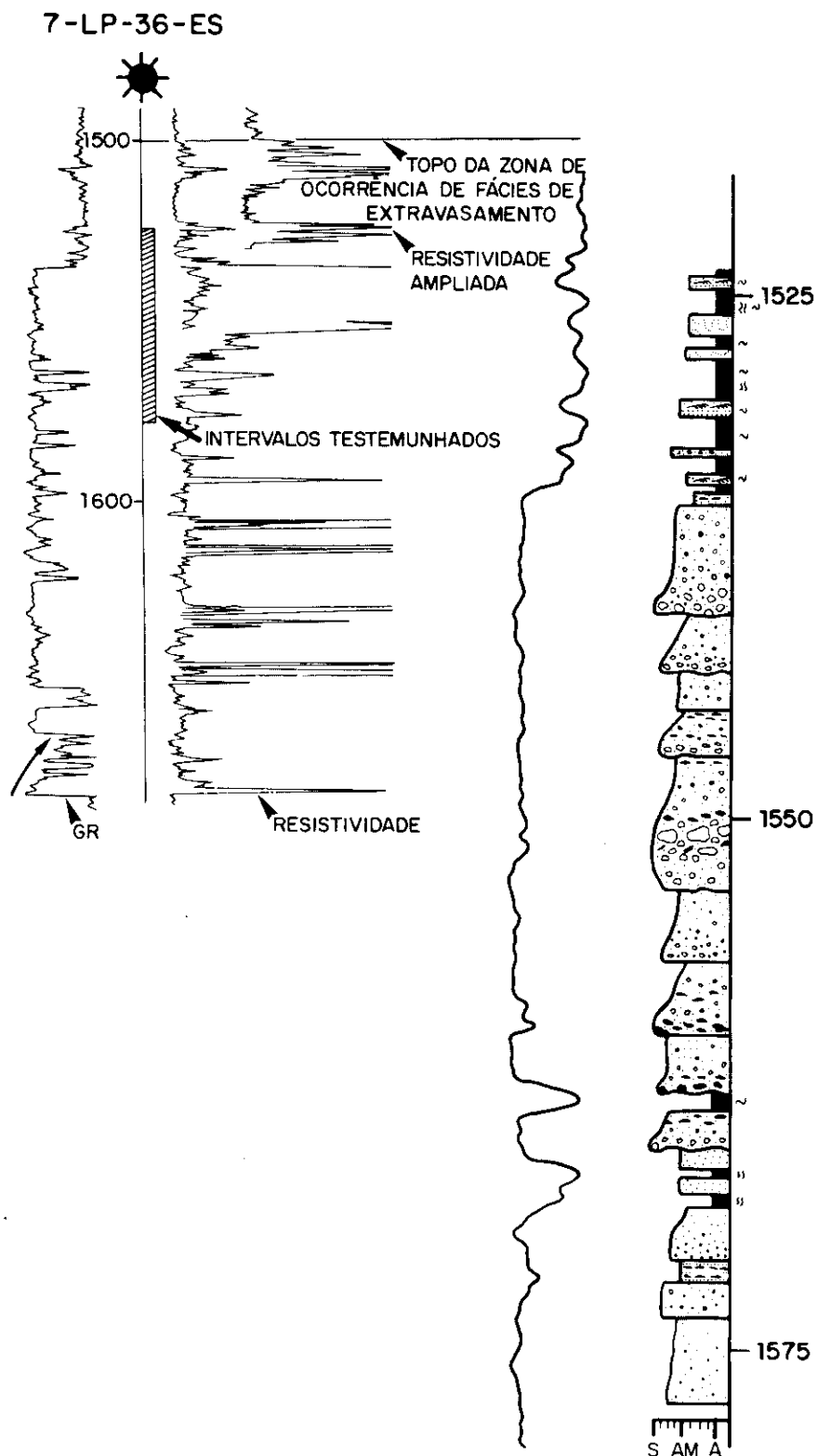


Fig. 13 - Associação de fácies e assinaturas de perfil típicas dos reservatórios do Campo de Lagoa Parda (poço 7-LP-36-ES). Compare esta associação de fácies com aquelas apresentadas nas figuras 6 e 7. Para as simbologias, vide a figura 6.

Fig. 13 - Facies association and log signatures typical of Lagoa Parda Field reservoirs (well 7-LP-36-ES). Compare this facies association with those shown in figures 6 and 7. For key to symbols, see figure 6.

muito fino com laminação paralela e arenito fino/muito fino compoendo seqüências T_{bc} de Bouma apresentam permeabilidades médias de, respectivamente, 418, 322, 103 e 88 mD, embora as porosidades médias não apresentem variações significativas (BAGNOLI, 1984).

6 – DISCUSSÃO FINAL

Distribuídas pelas bacias de Sergipe-Alagoas, Espírito Santo e Campos, existem mais de duas dezenas de campos de petróleo onde turbiditos grosseiros preenchendo complexos de canais atuam como reservatórios. Pelo que se conhece atualmente (BRUHN & MORAES, 1988a, 1988b, 1989), o complexo de canais da Bacia de Almada representa a única seção aflorante no País, análoga a esses reservatórios em subsuperfície. Os afloramentos de turbiditos canalizados da Bacia de Almada, além de permitir uma boa descrição em seção vertical, podem ser mapeados em planta com fotografias aéreas. Assim, esta seção exposta da Formação Urucutuca constitui um excelente laboratório de campo para o estudo da geometria externa e heterogeneidades internas de reservatórios turbidíticos grosseiros e canalizados, permitindo que se “caminhe sobre um campo de petróleo exumado”.

Na literatura internacional ainda estão pobremente descritos aqueles sistemas turbidíticos onde quase a totalidade dos clásticos grosseiros que atingem o sítio deposicional acumulam-se em uma complexa rede de canais, sem o desenvolvimento dos lobos deposicionais conspícuos aos modelos clássicos de leques submarinos (alguns dos poucos exemplos aflorantes do registro antigo são apresentados por WALKER, 1975b, HEIN & WALKER, 1982, e MAY & WARME, 1989). Assim, o complexo turbidítico canalizado da Bacia de Almada constitui, também, um importante caso de referência para a interpretação de reservatórios similares em outras bacias do mundo.

Os turbiditos da Bacia de Almada apresentam as mesmas fácies sedimentares e situam-se em um contexto geológico muito semelhante ao dos reservatórios

produtores de hidrocarbonetos dos *paleocanyons* de Regência e Fazenda Cedro, Bacia do Espírito Santo. Assim, a identificação em superfície destas rochas, concentradas em uma faixa alongada, na continuidade e com a mesma orientação de um dos talvegues principais do *Canyon* de Almada, abre importantes perspectivas exploratórias para a porção marítima da Bacia de Almada, onde estes reservatórios em potencial podem estar presentes. Cabe ressaltar que, com relação à presença de rochas geradoras nesta bacia, TRINDADE & GAGLIANONE (1984) avaliaram geoquimicamente o poço 1-BAS-36 (figs. 2 e 3), e observaram que a base da Formação Candeias e a Formação Itaparica apresentam teores de carbono orgânico entre 1 e 4% e potencial gerador superior a 5 kgHC/tonelada de rocha, estando dentro da janela de geração (topo da zona madura a 2 000 m de profundidade).

AGRADECIMENTOS

A Mauro Roberto Becker, pela minuciosa revisão que em muito aperfeiçoou o manuscrito; e a Mário Mendes do Nascimento, pelas proveitosas discussões sobre a geologia da Bacia de Almada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRADE, V. F.; BECKER, M. R.; CRUZ, C. E. S. 1988. Modelo exploratório e zoneamento do Campo de Malhado, Bacia de Campos. *In: SEMINÁRIO DE GEOLOGIA DE DESENVOLVIMENTO E RESERVATÓRIO*, 3, Salvador, 1988. *Anais . . .* Salvador, PETROBRÁS. DEPEX. p. 239-50.
- ANSALONI, B.; DUARTE, R. L. B.; RIGON, F. C.; GUIMARÃES, M. M.; CUNHA, C. H. R. & GOMES, J. A. T. 1988. Campo de Cherne, Reservatório Namorado: estudo integrado de geologia como fator determinante da geometria de injeção e produção. *In: SEMINÁRIO DE GEOLOGIA DE DESENVOLVIMENTO E RESERVATÓRIO*, 3, Salvador, 1988. *Anais . . .* Salvador, PETROBRÁS. DEPEX. p. 302-16.
- BAGNOLI, E. 1984. *Petrografia, modo de deposicional e diagênese dos reservatórios eocênicos do Campo de Lagoa Parda, Bacia do Espírito Santo*, Ouro Preto, Universidade Federal de Ouro Preto. Departamento de Geologia. 195 p. Dissertação de mestrado.
- BARROSO, A. S.; STANK, C. V. & CAMPOZANA, F. P. 1988. Caracterização dos reservatórios eocênicos do Campo de Vermelho. *In: SEMINÁRIO DE GEOLOGIA DE DESENVOLVIMENTO E RESERVATÓRIO*, 3, Salvador, 1988. *Anais . . .* Salvador, PETROBRÁS. DEPEX. p. 226-38.
- BARNES, N. E. & NORMARK, W. R. 1985. Diagnostic parameters for comparing modern submarine fans and ancient turbidite systems. *In: submarine fans and related turbidite systems*. New York, Springer-Verlag. p. 13-14.
- BECKER, M. R. & CORÁ, C. A. G. 1986. O reservatório do Mioceno Inferior no Campo de Moréia (Área do 1-RJS-252), Bacia de Campos. *In: SEMINÁRIO DE GEOLOGIA DE DESENVOLVIMENTO E RESERVATÓRIO*, 2, Rio de Janeiro, 1986. *Anais . . .* Rio de Janeiro, PETROBRÁS. DEPEX. p. 113-21.
- BECKER, M. R.; ARIENTI, L. M.; BONET, L.; BRANCO, C. C. M.; CAMPAGNOLO, E. A.; CAMPOZANA, F. P. & STANK, C. V. 1988. Caracterização geológica e petrofísica do reservatório principal (Membro Carapebus Cretácico) do Campo de Pargo, Bacia de Campos. *In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE HIDROCARBONETOS (CONEXPO)*, 2, Rio de Janeiro, 1988. *Anais . . .* Rio de Janeiro, ARPEL. 18 p. (TT-193).
- BRUHN, C. H. L. 1985. *Sedimentação e evolução diagenética dos turbiditos eocretácicos do Membro Gomo, Formação Candeias, no Compartimento Nordeste da Bacia do Recôncavo, Bahia*. Ouro Preto, Universidade Federal de Ouro Preto. Departamento de Geologia. 203 p. Dissertação de mestrado.
- BRUHN, C. H. L. & MORAES, M. A. S. 1988a. Geometria e heterogeneidades internas de reservatórios turbidíticos:

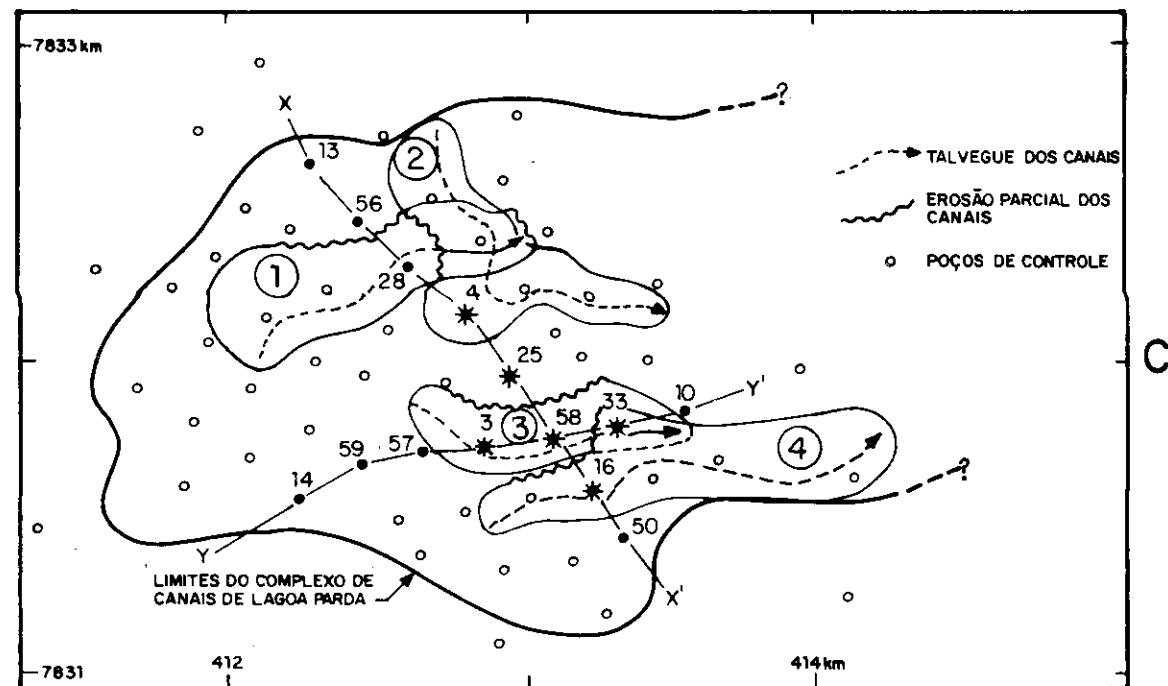
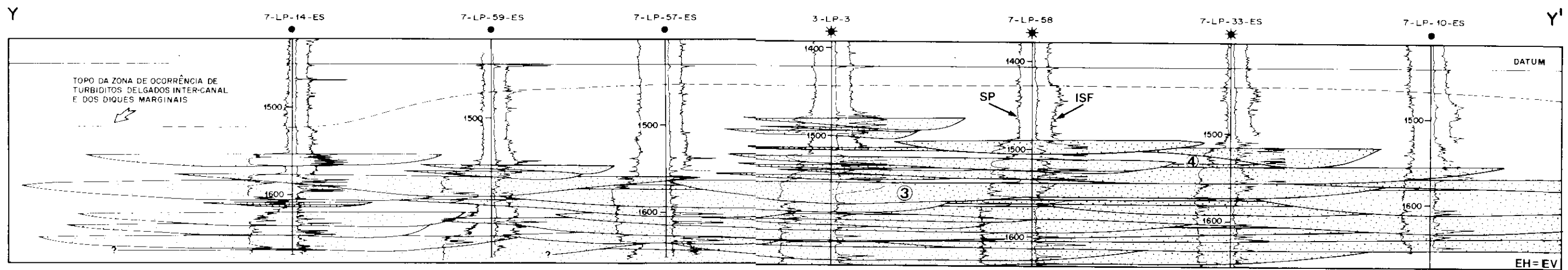
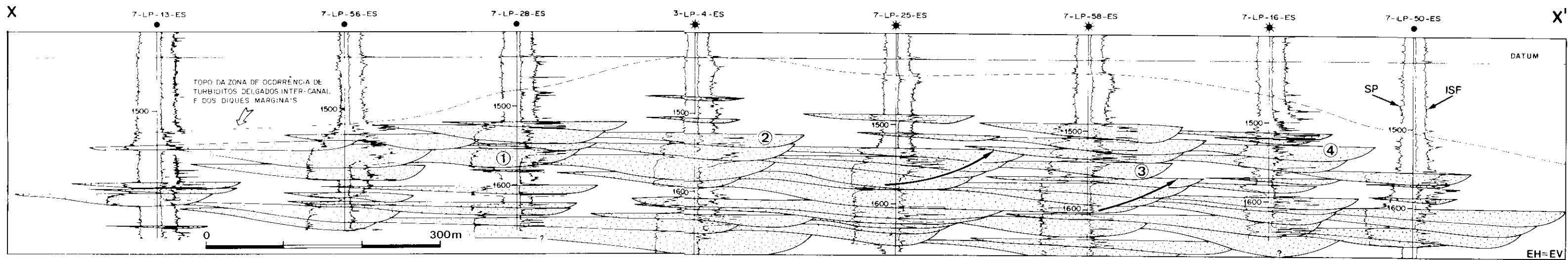


Fig. 14 - Complexo de canais turbidíticos do Campo de Lagoa Parda (Formação Urucutuca, Eoceno Inferior), Bacia do Espírito Santo:

A - Seção estratigráfica transversal, sendo o sentido geral de paleocorrentes do observador para o plano do papel. As setas indicam o sentido preferencial de migração lateral dos canais.

B - Seção estratigráfica longitudinal, sendo o sentido geral de paleocorrentes da esquerda para a direita. As duas seções foram desenhadas na mesma escala e não possuem exagero na escala vertical. Para a sua localização, vide os segmentos X-X' e Y-Y' na figura 14C.

C - Limites do complexo de canais e área de ocorrência e talvegue de 4 canais individuais, representados nas figuras 14A e 14B pelos números 1, 2, 3 e 4.

Fig. 14 - Lagoa Parda Field channel complex (Urucutuca Formation, Lower Eocene), Espírito Santo Basin:

A - Transverse stratigraphic section. General direction of paleocurrents away from reader. Arrows indicate preferential direction of channel lateral migration.

B - Longitudinal stratigraphic section. General direction of paleocurrents from left to right. Both sections were drawn in same scale, with horizontal scale = vertical scale. For section location, see segments X-X' and Y-Y' in figure 14C.

C - Boundaries of the channel complex along with occurrence areas and thalwegs for 4 individual channels, indicated by numbers 1-4 in figures 14A and 14B.

- caracterização pela integração afloramento-subsuperfície. *In*: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE HIDROCARBONETOS (CONEXPO), 2, Rio de Janeiro, 1988. *Anais* . . . Rio de Janeiro, ARPEL. 15 p. (TT-249).
- BRUHN, C. H. L. & MORAES, M. A. S. 1988b. Turbiditos brasileiros: caracterização geométrica e faciológica. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. *Anais* . . . SBG. v. 2, p. 824-38.
- BRUHN, C. H. L. & MORAES, M. A. S. 1989. *Análise geométrica de reservatórios — Mapeamento de heterogeneidades; Fase 1: Turbiditos*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. DEPEX. CENPES. Relatório interno.
- CARMINATTI, M. & SCARTON, J. C. 1989. Seismic stratigraphic aspects of Oligocene sequences in the Campos Basin, offshore Brazil: an overview. *In*: WEIMER, P. & LINK, M. H., eds. *Seismic facies and sedimentary processes of modern and ancient submarine fans*. New York, Springer-Verlag. No prelo.
- CARVALHO, K. W. B. 1965. Geologia da Bacia Sedimentar do Rio Almada. *Boletim Técnico da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 8 (1): 5-55, jan./mar.
- CHAN, M. A. & DOTT JR., R. H. 1983. Shelf and deep sea sedimentation in Eocene forearc basin, western Oregon — fan or non fan? *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 67: 2100-16.
- CHANG, H. K. & KOWSMANN, R. O. 1987. Interpretação genética das seqüências estratigráficas das bacias da margem continental brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 17 (2): 74-80, jun.
- COSMO, C. A. & PALHARES JR., A. 1988. Estratégia exploratória do Campo de Fazenda Queimadas, Bacia do Espírito Santo. *In*: SEMINÁRIO DE GEOLOGIA DE DESENVOLVIMENTO E RESERVATÓRIO, 3, Salvador, 1988. *Anais* . . . Salvador, PETROBRÁS. DEPEX. p. 65-75.
- CREMER, M.; ORSOLINI, P.; RAVENNE, C. 1985. Cap-Ferret fan, Atlantic Ocean. *In*: BOUMA, A. H.; NORMARK, W. R.; BARNES, N. E., eds. *Submarine fans and related turbidite systems*. New York, Springer-Verlag. p. 113-20.
- DAMUTH, J. E.; FLOOD, R. D.; KOWSMANN, R. O.; BELDERSON, R. H.; GORINI, M. A. 1988. Anatomy and growth pattern of Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA) and high-resolution seismic studies. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 72: 885-911.
- FERRADAES, J. O. & SOUZA, R. G. 1972. *Estudo integrado geológico e geofísico das bacias de Camamu e Almada*. s. l., PETROBRÁS. DEXPRO. 24 p. Relatório interno.
- FLOOD, R. D. & DAMUTH, J. E. 1987. Quantitative characteristics of sinuous distributary channels on the Amazon deep-sea fan. *Geological Society of America Bulletin*, 98 (6): 728-38, June.
- GUEIROS, E. & ALVES, R. J. 1977. *Avaliação das possibilidades petrolíferas das bacias de Almada, Corurupé e do Alto de Itacaré*. s. l., PETROBRÁS. DEXPRO. 16 p. Relatório interno.
- HALLAM, A. 1984. Pre-Quaternary sea level changes. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 12: 205-43.
- HAQ, B. U.; HARDNBOL, J. & VAIL, P. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235 (4793): 1156-67, Mar.
- HEIN, F. J. & WALKER, R. G. 1982. The Cambro-Ordovician Cap, Enragé Formation, Québec, Canada: conglomeratic deposits of a braided submarine channel with terraces. *Sedimentology*, 29 (3): 309-29, June.
- HERITIER, F. E.; LOSSEL, P.; WATHNE, E. 1979. Frigg Field — large submarine-fan trap in Lower Eocene rocks of North Sea Vicking Graben. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63 (11): 1999-2020, Nov.
- HOWELL, D. G. & LINK, M. H. 1979. Eocene conglomerate sedimentology and basin analysis, San Diego and the Southern California Borderland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49 (2): 517-40, June.
- IBGE. FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. 1977. *Geografia do Brasil: Região Nordeste*. Rio de Janeiro. Diretoria de Divulgação. v. 2. 454 p.
- KOMAR, P. D. 1970. The competence of turbidity current flow. *Geological Society of America Bulletin*, 81: 1555-62.
- LEOPOLD, L. B. & WOLMAN, M. G. 1957. *River channel patterns: braided, meandering, and straight*. s. l. United States Geological Survey. p. 39-85. (Professional Paper, 282-B).
- LINK, M. & HALL, B. 1989. Architecture and sedimentology of turbidite reservoirs from Miocene Moco T and Webster Zones, Midway-Sunset Field, California. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73: 381.
- LOVICK, G. 1983. Exploration methods for submarine fan deposits: a west central Texas model. *Oil & Gas Journal*, 81 (6): 89-93, Feb. 7.
- LOWE, D. R. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52 (1): 279-97, Mar.
- MANLEY, P. L. & FLOOD, R. D. 1988. Cyclic sediment deposition within Amazon deep-sea fan. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 72: 912-25.
- MAY, J. A. & WARME, J. E. 1989. Stratigraphic and lithologic relationships: lateral outcrop profiles and architectural elements of Middle Eocene "Torrey Submarine Canyon", La Jolla, California. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73: 387-88.
- MENARD JR., H. W. 1955. Deep-sea channels, topography, and sedimentation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 39 (2): 236-55, Feb.
- MENARD JR., H. W. & LUDWICK, J. C. 1951. Applications of hydraulics to the study of marine turbidity currents. *In*: HOUGH, J. L., ed. *Turbidity currents and the transportation of coarse sediment to deep water*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. p. 2-13 (Special Publication, 2).
- MORAES, M. A. S. 1985. *Petrologia dos arenitos turbidíticos cretácicos e ter-*

- ciários da Bacia de Campos, Rio de Janeiro, Brasil. Ouro Preto, Universidade Federal de Ouro Preto. Departamento de Geologia. 112 p. Dissertação de mestrado.
- MORRIS, W. R. & BUSBY-SPERA, C. J. 1988. Sedimentologic evolution of a submarine canyon in a forearc basin, Upper Cretaceous Rosario Formation, San Carlos, Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 72: 717-37.
- MUTTI, E. 1977. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-Central Pyrennes, Spain). *Sedimentology*, 24 (1): 107-31, Feb.
- MUTTI, E. 1985. Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In: ZUFFA, G. G., ed. *Provenance of Arenites*. s. l., Reidel Publishing Company. p. 65-93. (NATO-ASI Series).
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. 1972. Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11: 161-99.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. 1975. Turbidite facies and facies associations. In: Examples of Turbidite Facies and Facies Associations from Selected Formations of the Northern Apennines; Field Trip Guidebook A-11. Nice, IX International Sedimentological Congress. p. 21-36.
- NELSON, C. H. & MALDONADO, A. 1988. Factors controlling depositional patterns of Ebro turbidite systems, Mediterranean Sea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 72: 698-716.
- NOGUTI, I. & SANTOS, J. F. 1972. Zoneamento preliminar por foraminíferos planctônicos do Aptiano ao Mioceno na Plataforma Continental do Brasil. *Boletim Técnico da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 15 (3): 265-83, jul./set.
- PAYNE, M. W. 1976. Basinal sandstone facies, Delaware Basin, west Texas and southeast New Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 60 (4): 517-27, Apr.
- PESSAGNO JR., E. A. 1967. Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the Western Gulf Coastal Plain. *Paleontographica Americana*, 5: 243-445.
- PHILLIPS, S. 1987. Dipmeter interpretation of turbidite-channel reservoir sandstones, Indian Draw Field, New Mexico. In: TILLMAN, R. W. & WEBER, K. J., eds. *Reservoir Sedimentology*. Tulsa, The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. p. 113-28. (Special Publication, 40).
- PIPER, D. J. W. & NORMARK, W. R. 1971. Re-examination of a Miocene deep sea fan and fan valley, southern California. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 1823-30.
- PITMAN III, W. C. 1978. The relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geological Society of America Bulletin*, 89 (9): 1389-403, Sept.
- REGALI, M. S. P.; UESUGUI, N.; SANTOS, A. S. 1974. Palinologia dos sedimentos Meso-Cenozóicos do Brasil. *Boletim Técnico da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 17 (3): 117-91, jul./set.
- REIS, L. A. N. 1970. *Relatório de Interpretação da Bacia do Rio Almada*. s. l., PETROBRÁS. DEXPRO. 14 p. Relatório interno.
- RICCI LUCCHI, F. 1985. Marnoso-Arenacea turbidite system, Italy. In: BOUMA, A. H.; NORMARK, W. R.; BARNES, N. E., eds. *Submarine fans and related turbidite systems*. New York, Springer-Verlag. p. 209-16.
- RICCI LUCCHI, F.; COLELLA, A.; GABIANELLI, G.; ROSSI, S.; NORMARK, W. R. 1985. Crati fan, Mediterranean. In: BOUMA, A. H.; NORMARK, W. R.; BARNES, N. E., eds. *Submarine fans and related turbidite systems*. New York, Springer-Verlag. p. 51-7.
- SCHUMM, S. A. 1977. *The fluvial system*. New York, John Wiley. 338 p.
- SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R. J. 1982. Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites. *Geology*, 10 (5): 231-35, May.
- SHANMUGAM, G. & CLAYTON, C. A. 1989. Reservoir description of a sand-rich submarine fan complex for a steamflood project: Upper Miocene Potter Sandstone, North Midway-Sunset Field, California. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73: 411.
- SHEPARD, F. P. 1981. Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65 (6): 1062-77.
- SIEVER, R. 1983. The Dynamic Earth. *Scientific American*, 249 (3): 30-9 Sept.
- SONOKI, N. T. 1987. Contribuição ao conhecimento geológico da evolução do Canyon de Enchova — Bacia de Campos. Ouro Preto, Universidade Federal de Ouro Preto. Departamento de Geologia. 111 p. Dissertação de mestrado.
- SOUZA, R. G. 1971. *Análise Preliminar das Possibilidades Petrolíferas das Bacias Sul do Recôncavo/Camamu e Almada*. s. l. PETROBRÁS. DEXPRO. 11 p. Relatório interno.
- STELTING, C. E. 1985. Migratory characteristics of a mid-fan meander belt, Mississippi fan. In: BOUMA, A. H.; NORMARK, W. R.; BARNES, N. E., eds. *Submarine fans and related turbidite systems*. New York, Springer-Verlag. p. 283-90.
- STOW, D. A. V. 1985. Deep sea clastics: where are we and where are we going? In: BRENCHLEY, P. J. & WILLIAMS, B. P. J., eds. *Sedimentology: Recent developments and applied aspects*. Oxford, Blackwell Scientific Publications. p. 67-93.
- STOW, D. A. V.; HOWELL, D. G.; NELSON, C. H. 1985. Sedimentary, tectonic, and sea-level controls. In: BOUMA, A. H.; NORMARK, W. R.; BARNES, N. E., eds. *Submarine fans and related turbidite systems*. New York, Springer-Verlag. p. 15-22.
- TRINDADE, L. A. F. & GAGLIANO, P. C. 1984. *Avaliação geoquímica do poço 1-BAS-36*. Rio de Janeiro. PETROBRÁS. CENPES. DIVEX. SEGEQ. 22 p. Relatório interno.
- TROELSEN, J. C. & QUADROS, L. P. 1971. Distribuição bioestratigráfica dos nanofósseis em sedimentos marinhos (Aptiano-Mioceno) do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 43 (Supl.):

EXPANDED ABSTRACT

The Almada passive-margin basin is located on the Bahia state continental margin in northeastern Brazil. Its onshore portion covers 200 km² and contains a sedimentary sequence up to 1,800 m thick, ranging in age from Early Jurassic to Maestrichtian. Sandy and/or conglomeratic turbidites and planktonic-rich foraminifera shales of Campanian-Maestrichtian age are well-exposed in the basin's southernmost areas, forming the Urucutuca Formation. These rocks represent an exhumed portion of the filling-section of the Almada Canyon, a large erosive feature of post-Cenomanian age that is seismically well-mapped in the offshore portion of the Almada Basin.

The differentiated weathering of coarse-grained deposits (forming sinuous and elongated crests) and of surrounding shales (low and plain areas, almost at sea level) permitted the use of aerial photographs for plane-view study of the channelized turbidites. The individual channels are asymmetric and display low sinuosity (1.1-1.3) and multiple orientations. The whole channel complex occupies a well-defined and elongated zone about 1.5 km wide, with the same orientation of one of the main thalwegs of the Almada Canyon.

Almada Basin turbidite channels are 30-380 m wide (165 m on the average) and 250-1,650 m long (640 m on the average), with a mean width/length ratio of 1.4. Channel measurements transversally to the general orientation of the channel complex (or orientation

of the Almada Canyon axis) yield apparent widths ranging between 30 and 1,220 m (270 m on the average). Longitudinal measurements indicate apparent channel lengths of 40 to 1,310 m (380 m on the average), bringing the mean apparent width/apparent length ratio to 1:1.5. Measurement of apparent channel widths and lengths is very important for reservoir geology, since in most subsurface situations individual channel orientations are unknown, but the general trend of the canyon axis (or channel complex axis) can be easily estimated using seismic and/or exploratory-well data.

Two main facies associations can be recognized in Urucutuca Formation outcrops: (1) a channel-fill coarse-grained facies association and (2) an interchannel (including levee) fine-grained facies association. The channel-fill facies association includes massive pebbly (petromict) conglomerates, intraformational (clay clast) conglomerates, and massive (subordinately stratified) very coarse — to coarse-grained sandstones which form frequent fining-upward sequences 1-10 m thick. Large clay or petromict clasts are concentrated in the thalwegs, whereas massive deposits become stratified in the channel's uppermost portions and margins. The interchannel facies association displays shales, thin-bedded turbidites with Bouma sequence (typically CCC turbidites), pebbly mudstones, slumps, and shales with sand dykes. Partially eroded levees and intraformational conglomerates with a

very high clay clast content constitute stochastic permeability barriers for turbidite channel complex reservoirs. The lateral extension of such impermeable layers is less than 100 m and their thickness is decimetric.

The existence of excellent outcrops lying along a former railway (now a secondary road), in conjunction with the possibility of using aerial photographs in plane-view mapping of channelized turbidites, makes the Urucutuca Formation's exposed section a field-laboratory for the study of the external geometry and internal heterogeneities of turbidite reservoirs, more specifically, of channel complexes. In these systems, whose ancient counterparts are still poorly described in the literature, almost all coarse-grained sediments that reach the depositional sites are accumulated within channels without the development of depositional lobes — a phenomenon which is conspicuous in the case of classical submarine fan models.

The very coarse nature of the lower portion of Almada Canyon fill suggests that the canyon head was located near the ancient shoreline, where it could capture such sediments. The sculpting of small channels in the Almada Canyon thalweg was favored by its high paleogradient (about 3°), whereas channel aggradation probably was favored by progradation of fluvial and coastal clastic systems during a relative sea level lowstand around 74 m.a.B.P., in the transition from Campanian to Maestrichtian.

577-609.

- VAIL, P. R.; MITCHUM, Jr., R. M.; THOMPSON III, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: CLAYTON, C. E., ed. *Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. p. 83-97. (Memoir, 26).
- VIVIERS, M. C. & BEURLIN, G. 1987. Sobre alguns níveis de correlação bioestratigráfica regional (foraminíferos planctônicos) no Cretáceo brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 17 (2): 106-10, jun.
- WALKER, R. G. 1966. Deep channels in turbidite bearing formations. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 50 (9): 1899-917, Sept.
- WALKER, R. G. 1975a. Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association.

Geological Society of America Bulletin, 86 (6): 737-48, June.

- WALKER, R. G. 1975b. Nested submarine-fan channels in the Capistrano Formation, San Clemente, California. *Geological Society of America Bulletin*, 86 (7): 915-24, July.
- WALKER, R. G. 1978. Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62 (6): 932-66, June.
- WALKER, R. G. 1985. Mudstones and thin-bedded turbidites associated with the Upper Cretaceous Wheeler gorge conglomerates, California: a possible channel-levee complex. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55 (2): 279-90, Mar.
- WALKER, R. G. 1984. Turbidites and associated coarse clastic deposits. In: WALKER, R. G., ed. *Facies Models*.

s. l., Geoscience Canada. p. 171-88. (Reprint Series, 1).

- WALKER, R. G. & MUTTI, E. 1973. Turbidite facies and facies associations. In: MIDDLETON, G. V. & BOUMA, A. H., eds. *Turbidites and deep water sedimentation*. Anaheim, CA, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Pacific section. p. 119-58. (Short Course Notes).
- WEIMER, P. & BUFFLER, R. T. 1988. Distribution and seismic facies of Mississippi fan channels. *Geology*, 16 (10): 900-3, Oct.
- WILDE, P.; NORMARK, W. R.; CHASE, T. E. 1978. Channel sands and petroleum potential of Monterey deep-sea fan, California. *American Association of Petroleum Geologists*, 62 (6): 967-83, June.

ANEXO

ROTEIRO PARA VISITA AOS PRINCIPAIS AFLORAMENTOS DA FORMAÇÃO URUCUTUCA NA BACIA DE ALMADA, BAHIA

O limite sul da Bacia de Almada dista 16,7 km do centro da cidade de Ilhéus (fig. 2), a qual é servida por vôos diários da VARIG e VASP, e pelas locadoras de automóveis LOCALIZA e INTERLOCADORA, estas com escritórios no próprio aeroporto. Uma vez que as estradas que atravessam a bacia não são pavimentadas, recomenda-se evitar os meses de março, abril e maio para a realização de excursões, quando se registram as mais altas taxas de precipitação pluviométrica na região.

Considerando-se apenas a Formação Urucutuca, existem seis afloramentos particularmente interessantes na Bacia de Almada (localizados na fig. 5). Para uma excursão de reconhecimento destas exposições, recomenda-se um período de três a quatro dias, incluído aqui o tempo de deslocamento dos geólogos da PETROBRÁS (DEPEX/Sede, CENPES e Distritos de Exploração) até Ilhéus. É importante salientar que afloramentos da Formação Sergi, feições estruturais e geomorfológicas da bacia, bem como a sedimentação recente (interação do sistema fluvial do rio Almada com os sistemas costeiros), podem interessar à comunidade geológica em geral, acrescentando-se, neste caso, de um a dois dias à excursão.

Na tabela I são listados para os seis melhores afloramentos de turbiditos da Formação Urucutuca os principais aspectos de interesse geológico, bem como as respectivas ilustrações, que constam deste artigo. São também apresentados alguns pontos importantes de referência para facilitar o acesso a estas exposições. Todas as quilometragens estão referidas à Praça Dom Eduardo no centro da cidade de Ilhéus, onde estão localizados o Hotel Ilhéus Praia e a Catedral de São Sebastião. Recomenda-se que os afloramentos sejam visitados na ordem do mais distante (afloramento 1) para o mais próximo (afloramento 6).

TABELA I/TABLE I

PRINCIPAIS AFLORAMENTOS DE TURBIDITOS CANALIZADOS DA FORMAÇÃO URUCUTUCA NA BACIA DE ALMADA E PONTOS DE REFERÊNCIA PARA SEU ACESSO
 MAIN OUTCROPS OF CHANNELIZED TURBIDITES OF THE URUCUTUCA FORMATION IN THE ALMADA BASIN, AND DIRECTIONS FOR THEIR LOCALIZATION

km	Afloramento/Ponto de Referência	Principais Aspectos de Interesse/Instruções	Figuras	Fotos
0	Hotel Ilhéus Praia/Praça Dom Eduardo	Seguir pela Avenida Soares Lopes, no sentido norte, para atingir a estrada para Uruçuca.		
5,5	Ponte sobre o canal que une os rios Almada e Fundão			
7,9	Entroncamento	Seguir estrada asfaltada em direção a Uruçuca.		
8,9	Posto Ipiranga	Dobrar à direita, saindo da estrada asfaltada que leva a Uruçuca e entrar em estrada de terra, em direção a Sambaituba.		
14,7	Entroncamento/antiga Estação Aritaguá	Seguir à direita em direção a Sambaituba.		
16,7	Contato embasamento pré-cambriano/Bacia de Almada			
17,7	Afloramento 6/Fazenda Monte Belo	Turbiditos areno-conglomeráticos canalizados. Abundantes cortes e preenchimentos. Arenitos estratificados no topo de seqüências de preenchimento de canais. Diques marginais com folhelhos bioturbados e turbiditos delgados do tipo CCC. Remanescentes de diques marginais parcialmente erodidos constituindo barreiras de permeabilidade estocásticas.	7	2, 6, 8, 9, 10 e 12
17,9	Afloramento 5	Folhelhos intercalados com turbiditos delgados intercanal.		11
18,8	Afloramento 4	Canais discretos, assimétricos, em corte transversal. Seqüência <i>thinning-upward</i> .	6	3
19,6	Afloramento 3	Canais em corte longitudinal. Diques de areia, <i>slumps</i> , diamictitos.	8	13 e 14
20,8	Afloramento 2/antiga Estação Sambaituba	Canais amalgamados. Migração lateral de canais. Cortes e preenchimentos. Concentração de grandes clastos no talvegue dos canais e arenitos mais finos, estratificados, no topo e nas margens.		4, 5 e 15
23,2	Afloramento 1/Vila de Urucutuca	Espessa seção conglomerática. Cortes e preenchimentos. Conglomerados intraformacionais.		7