

Fácies e modelo deposicional do Canyon de Almada, Bacia de Almada, Bahia

Facies and depositional model of Almada Canyon, Almada Basin, Bahia

Roberto Salvador Francisco d'Avila | Carlos Emanuel de Souza Cruz
José Souto Oliveira Filho | Cândida Menezes de Jesus | Pedro de Cesero
Dorval Carvalho Dias Filho | Cláudio Coelho de Lima | Cláudia Lima de Queiroz
Saulo Ferreira Santos | Eduardo Araripe Ferreira

resumo

Na porção continental da Bacia de Almada afloram rochas da Formação Urucutuca, cujos canais turbidíticos preencheram um *canyon*, hoje semi-exumado, encravado no embasamento e em rochas sedimentares pré-cenomanianas. O estudo de campo destes afloramentos e de testemunhos obtidos em furos adjacentes permitem o entendimento das fácies e processos que controlaram a deposição destes turbiditos canalizados, que são comparáveis aos reservatórios de dezenas de campos de petróleo no Brasil. O *Canyon* de Almada é um conduto submarino de origem tectônica, que foi ampliado pela repetida passagem de correntes de turbidez. Durante a fase rifte e o Albiano eventos compressivos reativaram antigas falhas NE e NW do embasamento como sistemas transcorrentes. A continuação destes esforços, do Cenomaniano ao Maastrichtiano, desenvolveu falhas normais que controlaram um *canyon* submarino que evoluía desde o continente, onde se formava um estuário entre montanhas, até a região profunda da

bacia. O *canyon* recebeu sedimentos trazidos por inúmeras cheias fluviais catastróficas, oriundas das montanhas circundantes, que disparavam fluxos hiperpicnais que evoluíram como correntes de turbidez, provocando erosão do substrato e levando grande volume de sedimentos para a bacia. Parte da carga depositou-se no *canyon*, formando canais turbidíticos preenchidos por conglomerados e arenitos. Estes turbiditos, de moderada a alta eficiência, estão intercalados a pelitos de prodelta e a plumas túrbidas de baixa densidade, que em grande parte foram remobilizados como escorregamentos e fluxos de detritos (depósitos caóticos). Os pelitos acumularam-se predominantemente nas fases de sedimentação fluvial normal, quando o sedimento arenoso ficava retido junto à cabeceira do *canyon*, retrabalhados pelas marés na parte superior do estuário.

(originais recebidos em 10.09.2004)

Palavras-chave: turbidito | *canyon* | Bacia de Almada | canal turbidítico | fluxo hiperpicnal

abstract

In the continental portion of the Almada Basin outcrops of canyon filling deposits are represented by turbidite channels and associated facies from Urucutuca Formation. The canyon - semi-exhumated - eroded basement and pre-Cenomanian sedimentary rocks. The field study of the outcrops and cores obtained in adjacent perforations lead to the understanding of the facies and processes that controlled the deposition of these channelized turbidites that can be compared to the reservoirs of many oil fields in Brazil. The Almada canyon is a submarine conduct of tectonic origin that was enlarged by the repeated passing of turbidity currents. During the rift phase and the Albian period, compressive events reactivated old NE and NW faults in the basement as transcurrent fault systems. The continuation of these stresses, from the Cenomanian to the Maastrichtian, developed normal faults that controlled a submarine canyon that connected the continent, where an estuary was formed between the mountains, to the deep marine region of the basin. The canyon has received sediments brought by catastrophic fluvial floods coming from the surrounding mountains, which formed hyperpical flows that have evolved as turbidity currents, thus causing erosion of the substrate and carrying a huge volume of sediments to the basin. A part of that load was deposited in the canyon and formed turbidite channels filled by conglomerates, sandstones and shales. These moderately to highly efficient turbidites are intercalated

to prodelta pelites and low density turbid plumes deposits, which have mostly been remobilized as slump and debris flows (chaotic deposits). Pelites were accumulated mainly in the normal fluvial sedimentation phases, when the sandy sediment was retained next to the canyon head and were reworked by the tides on the upper part of the estuary.

(expanded abstract available at the end of the paper)

Keywords: turbidite | Almada Basin | turbiditic channel | hyperpical flow

localização

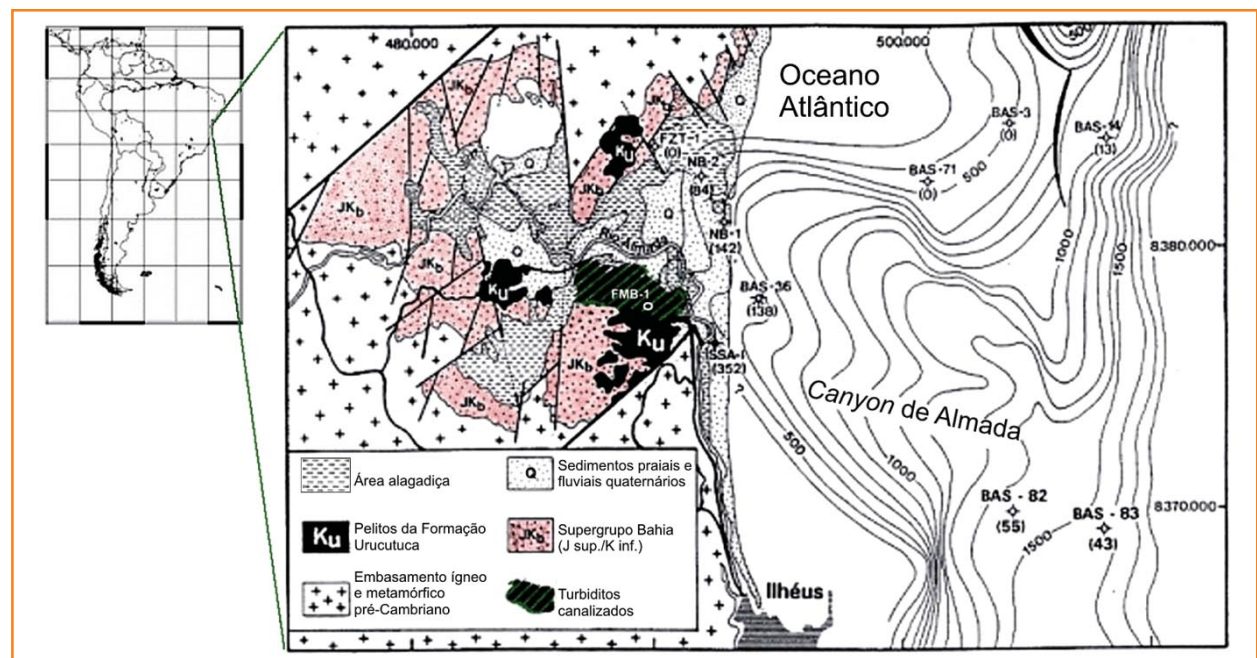
Afloramentos da Formação Urucutuca na Baía de Almada ocorrem na porção sul do Estado da Bahia, apresentando-se sob a forma de um canyon semi-exumado, encravado no embasamento e em rochas sedimentares pré-cenomanianas. O preenchimento é feito principalmente por rochas do Campaniano - Maastrichtiano, cujos arenitos, conglomerados e pelitos se constituem em litologias com propriedades de rochas-reservatórios e selantes, inseridos num contexto geológico que representa as porções proximal e mediana desta escavação submarina (figs. 1, 2 e 3).

Figura 1

Mapa geológico e localização da Baía de Almada e mapa de contorno estrutural do canyon em subsuperfície (modificada de Bruhn e Moraes, 1989).

Figure 1

Geological map and location of the Almada Basin and structural contour map of the canyon at subsurface (modified from Bruhn and Moraes, 1989).



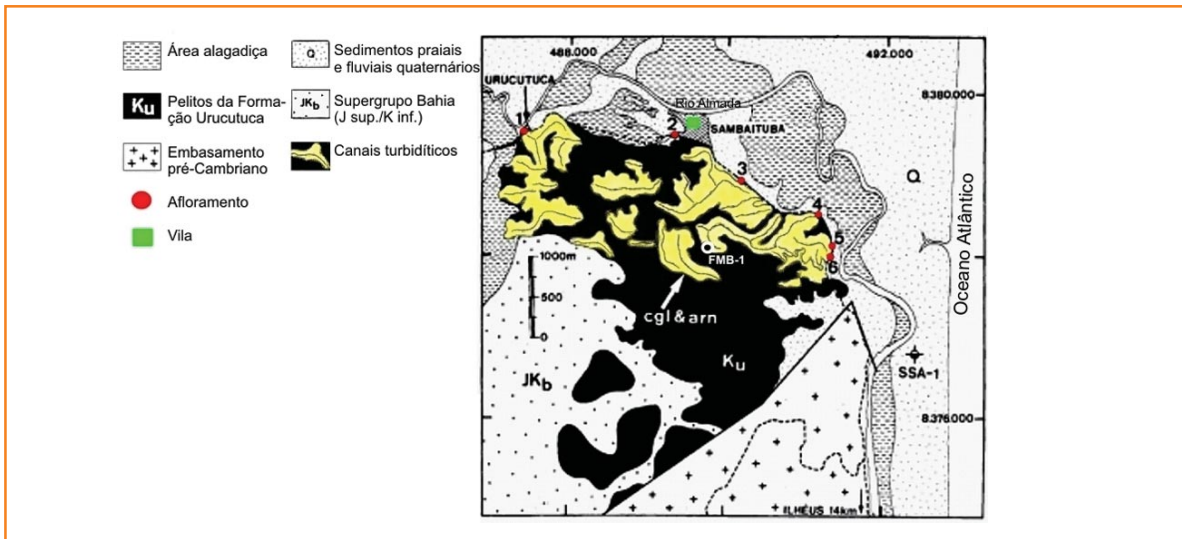


Figura 2
Mapa geológico e localização dos afloramentos estudados na Bacia de Almada (modificada de Bruhn e Moraes, 1989).

Figure 2
Geological map and location of the outcrops studied in the Almada Basin (modified from Bruhn and Moraes, 1989).

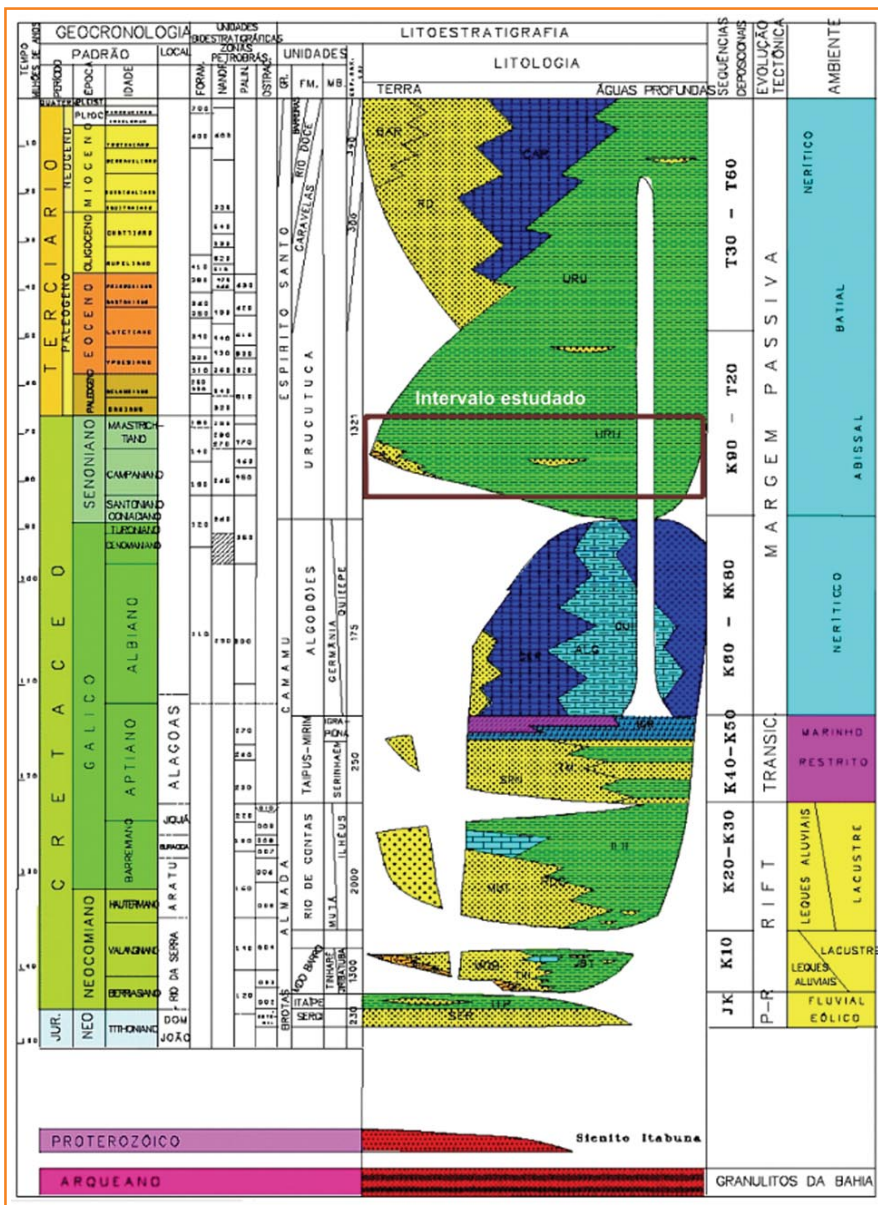


Figura 3
Carta estratigráfica da Bacia de Almada e o intervalo estudado, destacado pelo retângulo (modificada de Netto et al. 1994).

Figure 3
Stratigraphic Chart of the Almada Basin and the studied interval, marked by the rectangle (modified from Netto et al. 1994).

Este *canyon* erode depósitos de idades Albiano, Aptiano (seção rifte), e em certos locais erode mais profundamente, expondo em suas paredes rochas do embasamento pré-cambriano e sedimentitos eólicos e fluviais do Jurássico, pertencentes à Formação Sergi. O prolongamento deste *canyon* para *offshore* é bem observado em seção sísmica, e os turbiditos que o preenchem foram amostrados pelo poço 1-BAS-36 (figs. 4 e 5).

histórico e importância como análogo

O *Canyon* de Almada constitui uma das poucas exposições dos sedimentos siliciclásticos da megasseqüência marinha desenvolvida entre o Cenomaniano e o Recente na Margem Atlântica Brasileira. Para estudar estes raros afloramentos, foi desenvolvido um projeto conjunto entre a Petrobras, UENF e UERJ. O relatório sedimentológico deste projeto consta da publicação de d'Avila *et al.* (2004).

Com o estudo das seções aflorantes durante este projeto foram identificados os principais controles tectônicos e o padrão de preenchimento do *canyon*. Nos estudos sedimentológicos de detalhe, elaborados com base neste arcabouço e nos mapas geológicos disponíveis, pôde-se caracterizar as fácies sedimentares e inferir os principais processos que atuaram neste *paleocanyon* submarino e que foram responsáveis pela transferência de grande volume de sedimentos desde a área-fonte continental para o ambiente marinho profundo. O entendimento destes processos sedimentares, suas fácies resultantes e características diagnósticas são úteis para a predição de fácies na exploração de petróleo, fornecendo uma idéia da geometria das fácies-reservatório e demais fácies associadas, bem como sobre as heterogeneidades destes depósitos, o que é útil, também, para os estudos na escala de geologia de reservatórios.

Estes afloramentos, e toda a região próxima a Ilhéus, foram estudados e mapeados pioneiramente por Carvalho (1965). Posteriormente, diversos geólogos da Petrobras, notadamente Bruhn e Moraes (1989), Netto e Sanches (1991) e Mendes (1998) abordaram os afloramentos de turbiditos da Formação Urucutuca. Mais recentemente, os estudos do presente projeto e o trabalho de Ferreira (2003), enfocaram a geologia e o arcabouço estrutural da Bacia de Almada.

Freqüentemente na geologia do petróleo brasileira, a busca por análogos para os reservatórios depara-se com a escassez de bons afloramentos em nosso País, acabando-se por recorrer a com-

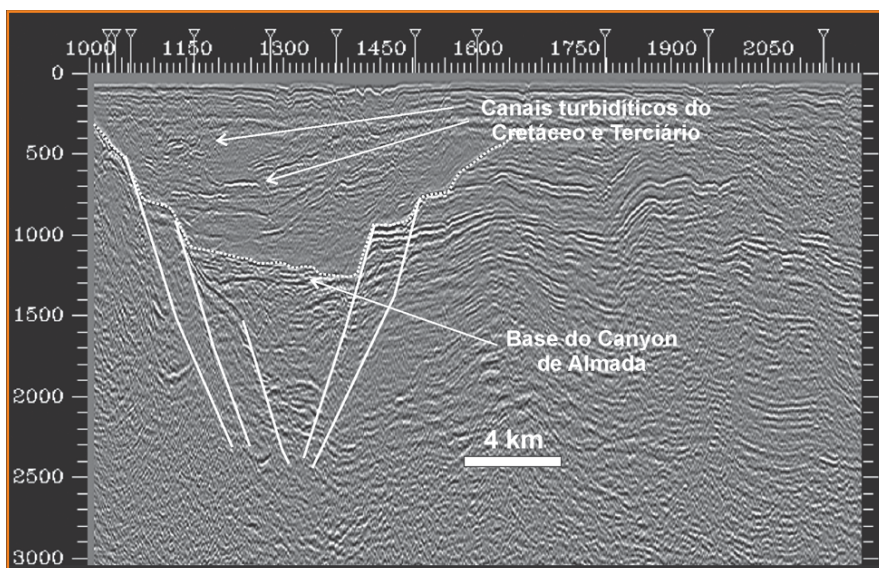


Figura 4 - Seção sísmica strike do Canyon de Almada (SW-NE) mostrando o controle das falhas sobre o canyon, a grande feição erosiva na base do Canyon de Almada e alguns canais turbidíticos do Cretáceo e Terciário.

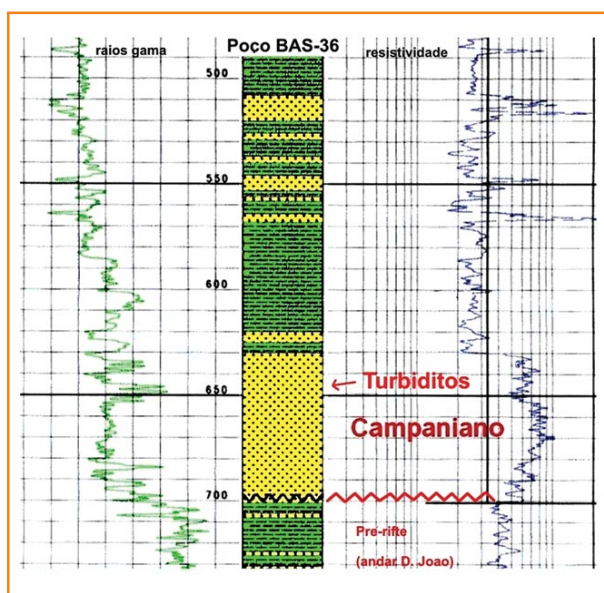
Figure 4 - Strike seismic section of the Almada Canyon (SW-NE) showing the fault control on the canyon, the main erosive surface at the base of Almada Canyon, and some turbidite channels (Tertiary and Cretaceous)

Figura 5

Trecho de perfil do poço BAS-36, situado na parte *offshore* da Bacia de Almada, mostrando uma espessa seção de turbiditos, cronoequivalente aos afloramentos do Canyon de Almada.

Figure 5

Selected log interval from well BAS-36, located in the offshore part of the Almada Basin, showing a thick section of turbidites, chronoequivalent to the outcrops of the Almada Canyon.



parações com afloramentos de faciologia e contexto ambiental, fisiográfico, climático e tectônico diferentes dos nossos depósitos. Por sua vez, os afloramentos da Bacia de Almada constituem-se em depósitos da própria seção produtora da margem brasileira, possuindo a grande vantagem de prover um estudo de campo e de testemunhos de depósitos com maior similaridade a algumas fácies típicas de nossos reservatórios.

Turbiditos canalizados, como os de Almada, são os principais reservatórios em mais de 20 campos de petróleo nas bacias de Campos, Espírito Santo e Sergipe-Alagoas.

sistemas turbidíticos

breves considerações sobre o estudo de sistemas turbidíticos em superfície e subsuperfície

Os depósitos arenosos gerados por fluxos gravitacionais em contextos lacustre ou marinho, de lâminas d'água rasa ou profunda, são geralmente englobados na categoria "turbiditos". O termo turbidito, aqui, é empregado no seu sentido mais amplo, considerando como turbiditos todos aqueles depósitos de correntes de turbidez, um tipo de fluxo gravitacional de sedimentos cuja camada basal é laminar e a porção superior é altamente turbulenta (Mutti *et al.* 1999). Seus mecanismos de iniciação requerem enorme energia, e podem ser disparados por cheias catastróficas, gerando fluxos hiperpicnais; tempestades, afetando a plataforma; terremotos, gerando colapso dos sedimentos na borda da plataforma; e erupções vulcânicas, que desenvolvem fluxos piroclásticos, onde fragmentos vulcânicos são sustentados por líquidos e gases superaquecidos, que ao desacelerar depositam turbiditos vulcanoclásticos.

O que se conhece dos sistemas marinhos profundos esbarra na espessa cobertura imposta pelo véu oceânico, que impede a observação dos processos que atuam na maior parte da superfície

terrestre. Este conhecimento está numa fase ainda inicial, sobretudo se comparado com o que se conhece do ambiente continental, onde se habita, têm-se imagens de satélite e fotos aéreas dos sistemas modernos, vêem-se suas modificações ao longo dos tempos registradas em gravuras, fotos e medidas por equipamentos ao longo de dezenas de anos.

Para estudar os turbiditos a situação é oposta. Correntes de turbidez são eventos catastróficos cuja visualização é dificultada pela cobertura de água e por sua energia extremamente elevada, que normalmente destrói os aparatos construídos para a observação e medição de parâmetros destes eventos. Em algumas regiões do planeta estes sistemas têm sido monitorados nos últimos trinta a quarenta anos, mostrando muitas vezes correntes de turbidez com frequência quase anual, como na costa do estado americano da Califórnia. Porém, são registrados apenas eventos de pequena energia, catastróficos para os seres humanos e seus equipamentos, mas que geram depósitos de pouca expressão em termos geológicos. Eventos de grande magnitude, capazes de depositar turbiditos mais espessos, como os que dominam nos afloramentos e são mais relevantes para a geologia do petróleo, são de difícil predição e ocorrem com um grande espaçamento temporal para a escala humana (de dezenas até milhares de anos).

Há diversos tipos de turbiditos, e a cultura sobre estes sistemas provém de estudos de afloramentos ou de dados de subsuperfície oriundos sobretudo das atividades da indústria petrolífera. Nos estudos de afloramentos de sistemas turbidíticos antigos, as fácies e a geometria em seção podem ser detalhadas, mas não se observa a geometria em planta. A escala dos elementos aflorantes, na faixa de centenas de metros a alguns quilômetros, é geralmente menor que a dos sistemas antigos imageados por sísmica ou dos sistemas modernos imageados por sonar ou sísmica da superfície do fundo oceânico.

Nos estudos de subsuperfície normalmente se obtêm mapas de atributos sísmicos ou de refletividade e textura do fundo marinho, os quais revelam a geometria em planta e em seção dos

sistemas turbidíticos. Porém, a amostragem por testemunhos e amostras de fundo destes sistemas é normalmente restrita, havendo um conhecimento bastante menor da faciologia destes turbiditos, se comparado com a riqueza de imagens sísmicas e com a ampla exposição de rochas nos afloramentos.

tipos de sistemas turbidíticos

Dentre os diversos tipos de sistemas turbidíticos, podem ser ressaltados casos extremos, como os sistemas dominados por sedimentos argilosos e arenitos finos e muito finos, que desenvolvem sistemas canal - *levee*, onde o canal que contém a fração arenosa mais grossa é impedido de migrar lateralmente pelo *levee*, e sistemas turbidíticos desenvolvidos por leques aluviais / *fandeltas* que se propagam de montanhas íngremes para dentro dos corpos d'água, gerando sistemas areno conglomeráticos, paralelos às montanhas, chamados de *slope-aprons*. Entre estes tipos há sistemas predominantemente arenosos, onde a fração arenosa pode se depositar preferencialmente no trecho canalizado ou no trecho onde o sistema torna-se desconfinado e então se espalha.

Nos turbiditos de *foredeep*, onde a faciologia está melhor estudada, os canais são zonas de passagem dos sedimentos, alimentados por enormes condutos erosivos, os *canyons* submarinos. Nestes canais depositam-se apenas *lags* de ortoglomerados, deixados pela corrente que viaja em alta velocidade e que deposita a maior parte de sua carga nos lobos, trecho espalhado onde o fluxo desacelera. Nos lobos ocorrem camadas tabulares maciças, com pouca erosão na base da camada, apresentando escape de fluidos ou carpetes de tração. Estas podem atingir vários metros de espessura, mas frequentemente mostram espessuras de 0,3 m a 1,0 m, e mesmo as delgadas podem ser rastreadas por dezenas de quilômetros (Mutti *et al.* 1999).

Nas margens divergentes os depósitos turbidíticos são diferentes, sendo frequentes os sistemas onde grande volume de areia é depo-

sitado nos *canyons* e canais (mais retos ou meandantes, alguns com barras de acreção lateral submarinas). O trecho espalhado forma leques, onde se podem ver, comumente, camadas lenticulares, mais ou menos alongadas, que funcionam como verdadeiras barras de desembocadura submarinas, cortadas ou alimentadas por sistemas de canais distributários, o que diferencia os leques submarinos dos lobos turbidíticos.

geração de turbiditos por sistemas de curta ou longa duração

A gama de depósitos arenosos turbidíticos do ambiente marinho profundo que constitui bons reservatórios pode ser gerada por correntes de turbidez de curta duração, bruscas e com tendência desacelerante (*surge, short-lived*), ou por correntes relacionadas a sistemas turbidíticos que persistem durante um intervalo de tempo maior, frequentemente associados a um controle climático, cujos fluxos individuais possuem também uma maior duração, com a corrente sofrendo acelerações e desacelerações, antes de cessar totalmente (sistemas *long-lived*).

Nos fluxos tipo *surge*, a duração é normalmente curta (horas), como na detonação de correntes de turbidez pelo terremoto de *Grand Banks*, em 1929, que gerou fluxos de detritos que evoluíram para correntes de turbidez (Normark e Piper, 1991).

Nos fluxos de maior duração (dias), o mecanismo mais comum para a geração de turbiditos é, aparentemente, o disparo de fluxos hiperpicnais devido a grandes cheias fluviais. Estes fluxos hiperpicnais têm sido considerados, cada vez mais, como importantes disparadores de correntes de turbidez (Milliman e Syvitski, 1992; Mutti *et al.* 1996, 1999, 2003; Mulder e Syvitski, 1995; Mulder *et al.* 2003; Plink-Björklund e Steel, 2004).

No ambiente marinho todos estes depósitos são freqüentemente retrabalhados por correntes de fundo.

os turbiditos do Canyon de Almada

A interação entre os diferentes mecanismos de iniciação, que desenvolvem fluxos de curta ou longa duração, e a variação no contexto tectônico, clima, tipo de sedimento disponível na área-fonte e fisiografia da bacia resultam em reservatórios turbidíticos com geometria, faciologia e qualidade distintas, o que tem grande impacto na geologia do petróleo, tanto para a predição de fácies na fase exploratória como para o necessário detalhamento geológico dos reservatórios, requerido para a etapa de desenvolvimento dos campos de petróleo.

Para cobrir esta deficiência do conhecimento geológico, é importante estudar análogos de afloramentos dentro de uma situação contextualizada numa bacia, integrando dados numa escala regional, se possível combinando diversas ferramentas geológicas e geofísicas. Na área do Canyon de Almada dispõem-se de dados de afloramentos, poços e sísmica numa só região. Esta área representa uma oportunidade de se verificar *in loco*, e em tamanho natural, um canyon similar aos demais canyons mapeados na subsuperfície da margem divergente brasileira, com seus reservatórios confinados.

Reservatórios confinados, como estes da Bacia de Almada, têm sido confundidos com depósitos de canais turbidíticos de altíssima eficiência, aqueles que constituem muitas das seções clássicas das *foredeeps* da Espanha e Itália (Mutti *et al.* 1999, 2003). Esta diferenciação é relevante, pois estes sistemas têm fácies e geometrias diferentes, e os depósitos que podem se desenvolver na região mergulho abaixo (formando ou leques, ou lobos) são também diferentes.

Em termos regionais, a integração de diversos trabalhos de geólogos e geofísicos da Petrobras e de estudos sedimentológicos de detalhe, assisti-

dos pelos professores Emiliano Mutti e Roberto Tinterri, da Universidade de Parma, indica que muitos reservatórios de águas profundas das bacias de margem divergente, anteriormente comparados com canais turbidíticos das *foredeeps* são, mais provavelmente, turbiditos gerados por fluxos hiperpicnais.

Estas correntes de turbidez ligadas a cheias desenvolvem sistemas de longa duração (*long lived*), cuja área-fonte flúvio-deltaica é ultrapassada durante os momentos de cheias catastróficas, depositando seus sedimentos bacia adentro, na região de plataforma, talude (ou rampa) e bacia. A presença comum de fácies trativas, com oscilações de energia marcadas por intervalos mais grossos (“picos de cheia”), a amalgamação dos pacotes arenosos, grãos de quartzo e feldspatos angulosos e subangulosos, pouco ou nada retrabalhados na plataforma, bem como a presença de fragmentos de carvão ou de vegetais superiores, são algumas marcas características destes depósitos. Diferentemente dos depósitos das *foredeeps*, estes turbiditos sofrem comumente um retrabalhamento comum por correntes de fundo documentado, sobretudo nos sedimentitos terciários da margem brasileira.

Os depósitos areno-conglomeráticos do Canyon de Almada são canais turbidíticos hiperpicnais de alta energia, gerados por fluxos de moderada a alta eficiência, intercalados a depósitos pelíticos com influência prodeltaica, freqüentemente remobilizados como fluxos de massa, desenvolvendo depósitos caóticos, com o domínio de *slumps* e *debris flows*.

a formação do Canyon de Almada

A origem dos canyons submarinos é uma das mais antigas e controversas matérias da Geologia. Ao longo das últimas décadas diversas origens têm sido propostas para os canyons sub-

marinos. O trabalho de Shepard (1981), elaborado após cerca de cinquenta anos de pesquisas daquele autor sobre a origem e o preenchimento dos *canyons* submarinos, elucidou consideravelmente este assunto. Para ele, hipóteses de escavação dos *canyons* por águas subterrâneas e pelo efeito de *tsunamis* não foram suportadas pelos dados. Segundo Shepard (1981), os mecanismos mais comuns para a formação dos *canyons* são:

- 1 - a erosão por sistemas fluviais e posterior submergência da margem (Spencer, 1903), como evidenciado pela continuidade dos *canyons* submarinos com *canyons* subaéreos e com os vales de grandes rios;
- 2 - a escavação dos *canyons* por correntes de turbidez (Daly, 1936);
- 3 - origem como vales glaciais afogados (Shepard, 1933) e, menos comumente;
- 4 - o controle tectônico para a formação dos *canyons* (Wegener, 1924).

Bruhn e Moraes (1989) consideraram que o *Canyon* de Almada foi originado apenas pela escavação provocada durante a passagem de inúmeras correntes de turbidez.

Os dados deste projeto, diferentemente, indicam que este *canyon* teve como causa inicial o controle tectônico (Cláudio Lima e Cláudia Lima, comunicação pessoal, 2002; Valeriano *et al.* 2004). Segundo estes estudos, o embasamento na região da Bacia de Almada é constituído por ortognaisses tonalíticos (Complexo Ibicaí - Buerarema - Unidade Rio Japú) e sienitos e basaltos alcalinos (Suíte Intrusiva Itabuna), apresentando como principais lineamentos os sistemas de falhas NE e NW.

A origem do *canyon* está possivelmente ligada a movimentações destas antigas falhas do embasamento durante o Cretáceo, gerando zonas de fraqueza que condicionaram a erosão subaérea e submarina e a captação de sistemas fluviais nesta região. Estes sistemas de falha atuaram predominantemente como sistemas transcorrentes durante a fase rifte e no Albiano, reativadas em função de fases compressivas N-S e E-W (fig. 6).

Já para a fase que controlou a deposição da Formação Urucutuca, estes falhamentos foram reativados como falhas normais, de gravidade, gerando um conduto submarino que se propagava desde o continente, onde possivelmente condicionava um estuário entre montanhas, até a parte profunda da bacia. Esta depressão submarina recebeu então inúmeras descargas fluviais, que desenvolviam cheias e fluxos hiperpicnais, que seguiam através do *canyon* como correntes de turbidez, provocando erosão do substrato e levando grande volume de sedimentos para a bacia. O *Canyon* de Almada trata-se, portanto, de um conduto submarino de origem tectônica, que foi ampliado pela passagem de correntes de turbidez de grande poder erosivo.

De acordo com Lima (1999) e Lima *et al.* (2001), a compressão E-W da margem brasileira provoca a reativação compressiva de falhas transcorrentes do embasamento - as falhas NE são reativadas como falhas de rejeito direcional direito, enquanto as falhas NW são reativadas como falhas sinistrais. Como efeito da compressão horizontal são desenvolvidas antiformal e sistemas de falhas e fraturas. As falhas assim geradas na superfície são zonas de fraqueza, suscetíveis à implantação de sistemas fluviais e *canyons* e canais submarinos. Na região de Almada, estas falhas permaneceram ativas após a deposição dos sedimentos da Formação Urucutuca, como atestado pela presença de falhamentos de curto rejeito horizontal e estrias subhorizontais (*slickensides*) no pacote Urucutuca.

O condicionamento de fácies de conglomerados e arenitos grossos por estas falhas é registrado por longo período na história da bacia, e estes depósitos estão associados com as falhas tanto para a fase pré-rifte e rifte da bacia (Ferreira, 2003), como para a Formação Urucutuca. Os pacotes mais espessos de conglomerados amostrados pelos furos de sondagem deste projeto estão situados nas proximidades de falhas do embasamento que delineiam a borda do *canyon*.

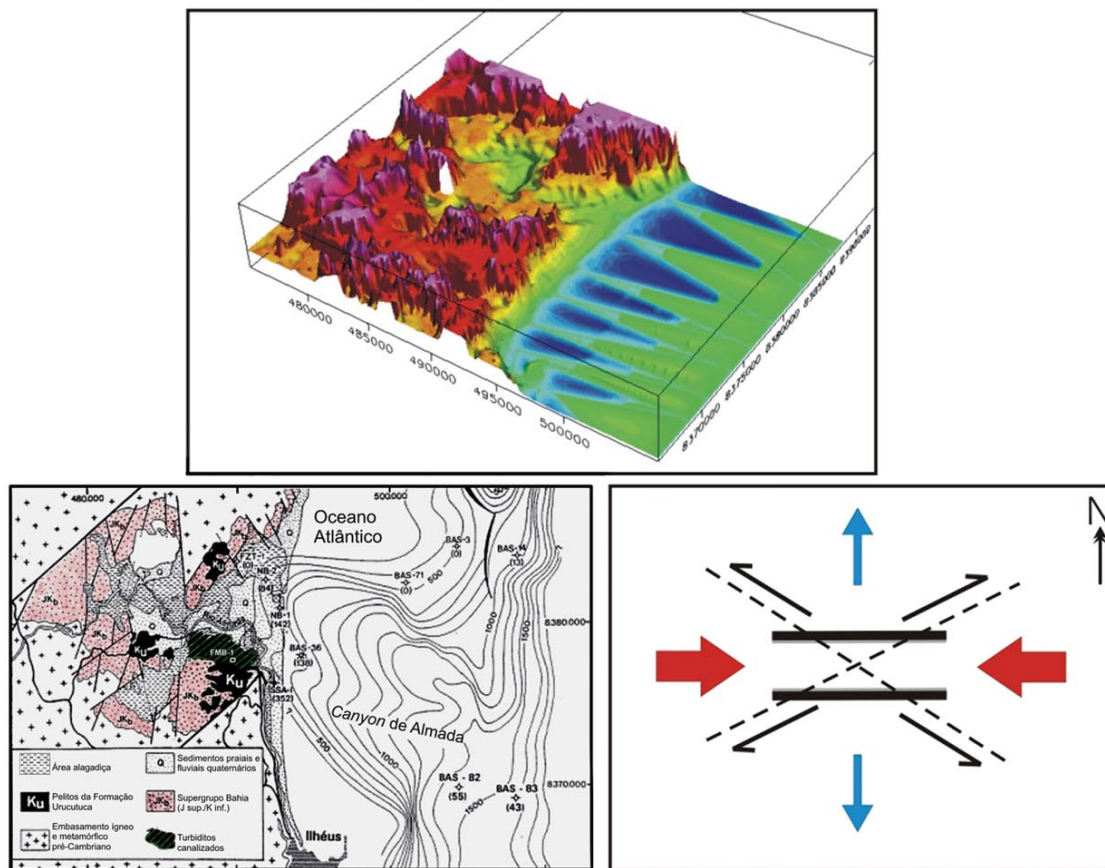


Figura 6 - Modelo estrutural simplificado para o desenvolvimento do Canyon de Almada. Uma compressão geral E-W levaria à reativação de falhas do embasamento como falhas transcorrentes para as fases pré-rifte e rifte. Este evento compressivo desenvolveria também dobramentos de eixo N-S para a seção do Andar Alagoas, que sofreu um redobramento devido à nova fase compressiva de eixo N-S. O prosseguimento da deformação, já entre o Cenomaniano e o Maastrichtiano, levaria a falhas de gravidade, desenvolvendo um gráben E-W, conectado com falhas NW na seção offshore. Estes lineamentos controlaram o desenvolvimento do Canyon de Almada. A deformação transcorrente prosseguiu após a sedimentação turbidítica, gerando falhamentos de pequeno rejeito e estrias horizontais nestes sedimentos. Figura modificada de C. Lima e C. Queiroz, 2003; mapa de localização de Bruhn e Moraes (1989).

Figure 6 - Simplified structural model for the development of the Almada Canyon. A general E-W compression would lead to the reactivation of basement faults as transcurrent faults for the pre-rift and rift phases. This compressive event would also develop folds with axis in a N-S direction. The Alagoas interval rocks have suffered a refolding due to a new N-S axis compressive phase. The continuation of the deformation, now between the Cenomanian and the Maastrichtian, developed normal gravity faults, which have created an E-W graben, connected with NW graben controlled by faults in the offshore section. These lineaments controlled the development of the Almada Canyon. The transcurrent deformation persisted after the turbiditic sedimentation, generating faults with small displacement and horizontal slickensides in these sediments. Figure modified from C. Lima and C. Queiroz, 2003; location map of Bruhn and Moraes (1989).

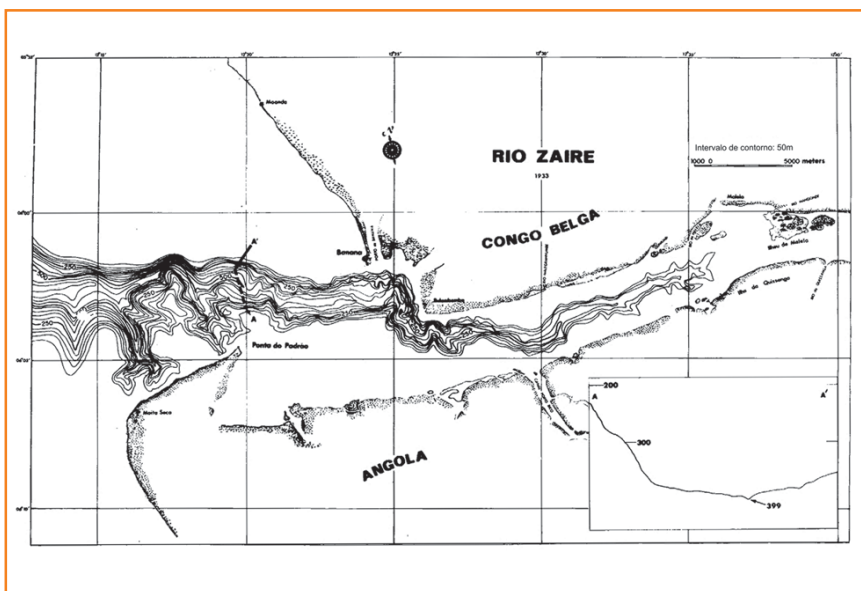
o papel dos *canyons* como condutos das correntes de turbidez para águas profundas

Figura 7

Mapa de contorno batimétrico do Canyon do Congo adentrando o Rio Zaire. Durante as cheias do rio são disparadas correntes de turbidez *canyon* abaixo. Este é um possível análogo moderno para o Canyon de Almada (figura de Shepard e Emery, 1973).

Figure 7

Bathymetric contour map of the Congo Canyon, entering the Zaire River. During the river floods, turbidity currents were formed along the canyon. This is a possible modern analogue for the Almada Canyon (figure from Shepard and Emery, 1973).



A conexão, ou a falta desta, nos sistemas de *canyons* com a porção proximal de uma bacia é importante para o desenvolvimento de reservatórios expressivos. Nos sistemas onde há a conexão das porções subaérea e submarina, os sedimentos erodidos das áreas continentais elevadas são transportados pelo sistema aluvial e desembocam sua descarga nos *canyons* que adentram embaixamentos ou estão situados próximos da costa. Estes sedimentos são, então, afunilados nos *canyons* e transportados para regiões de águas mais profundas.

Como exemplo, pode-se citar o Canyon de Monterey, situado no litoral da Califórnia, que chega até a costa e, durante as cheias do Rio Salinas, próximo à cabeceira, desenvolve correntes de turbidez no *canyon*. O Canyon do Congo (Shepard e Emery, 1973; Heezen et al. 1976) talvez represente um bom análogo moderno para a paleofisiografia do Canyon de Almada, pois desenvolve um conduto profundo que adentra o Rio Zaire, que possui centenas de metros de profundidade próximo à desembocadura.

O Rio Zaire também desenvolve correntes de turbidez durante as cheias que afetam o seu estuário e o *canyon* (fig. 7). Outro exemplo da literatura para uma situação similar, com as cabeceiras de um *canyon* ocupadas por um estuário e com turbiditos, fluxos de massa e correntes de fundo ocupando o *canyon* é citado por Picha (1979) para depósitos de *canyons* do paleo-oceano Tethys, hoje aflorantes nos Cárpatos (fig. 8).

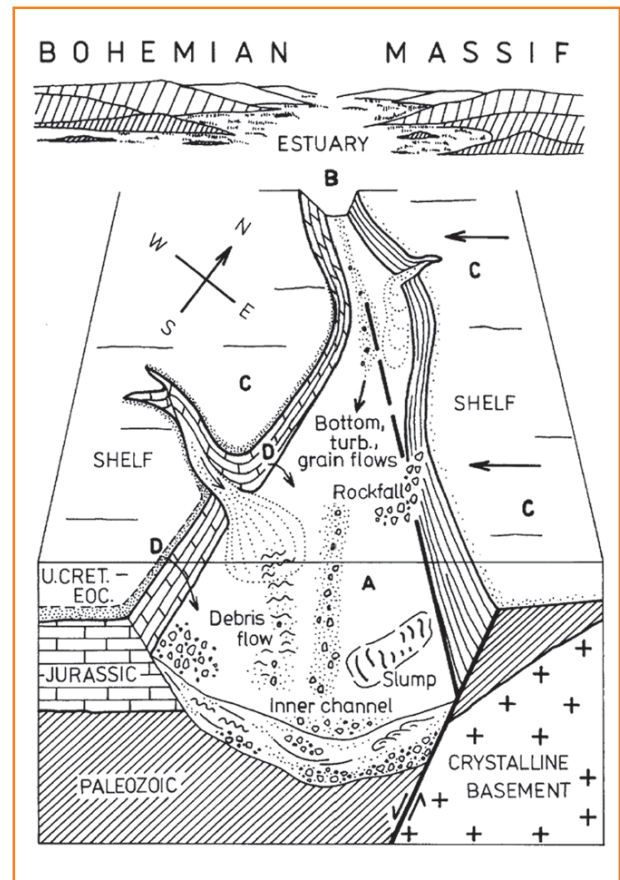


Figura 8 - Modelo deposicional para *canyons* dos Cárpatos. Este é outro modelo de *canyon* cujas cabeceiras comportam um estuário em meio a montanhas. À semelhança do Canyon de Almada, correntes de turbidez, correntes de fundo e fluxos de massa se desenvolvem no interior deste *canyon* (figura de Picha, 1979).

Figure 8 - Depositional model for some Carpathian canyons. This is another canyon model of which the canyon head is depicted by an estuary between mountains. Similarly to the Almada Canyon, turbidity currents, bottom currents and mass flows develop inside this canyon (figure from Picha, 1979).

Sistemas de *canyons* que avançam significativamente em direção ao continente são importantes para a focalização de importantes volumes de sedimento arenoso para o contexto de águas profundas, depositando um grande volume de arenitos e conglomerados nos *canyons* e calhas submarinas e na desembocadura destes sistemas, no que pode ser chamado de focalização das rochas-reservatório. Estes sedimentos escapam assim da redistribuição pelas correntes litorâneas, formando acumulações expressivas nas porções mais profundas das bacias, onde encontram, também, melhor condição de selo pelos pelitos marinhos profundos, além da proximidade a possíveis rochas geradoras marinhas.

Nas regiões onde *canyons* e calhas estão distantes do sistema aluvial (rios e leques aluviais), a deposição dos sedimentos areno-conglomeráticos ocorrerá preferencialmente mais próxima da costa, desenvolvendo deltas e sistemas de plataforma e fluxos hiperpicnais rasos, sujeitos ao retrabalhamento e redistribuição pelas correntes marinhas mais rasas, gerando uma menor espessura de rochas-reservatório por área considerada.

as fácies e associações de fácies - descrição e interpretação

No estudo aqui apresentado, foram reanalisados os seis afloramentos numerados no guia de campo de Bruhn e Moraes (1989), que reconheceram pioneiramente a presença de fluxos gravitacionais de ambiente marinho na região, interpretando-os como turbiditos de complexos canal-*levee*. Os afloramentos 1 e 5 não foram detalhados neste projeto pois estão atualmente recobertos por solo e vegetação. Os demais, de números 2, 3, 4 e 6, foram estudados, bem como identificados novos afloramentos, como o 2b, na Vila de Sambaituba. Vários afloramentos tiveram uma cuidadosa remoção da cobertura vegetal e do solo, permitindo um trabalho sedimentológico mais detalhado (ver figura 2 para localização).

Na busca de dados sedimentológicos que permitissem o melhor conhecimento destes turbiditos e fácies associadas foram locados e perfurados três poços, com base em mapas geológicos da Petrobras, e dados de campo deste projeto, incluindo dados sedimentológicos, estruturais e gravimétricos. Estes poços foram perfurados com sondas para água, e recuperaram centenas de metros de rochas nos testemunhos sacados.

descrição dos afloramentos e furos de sondagem

seção aflorante

Os afloramentos dos turbiditos do *Canyon* de Almada, pertencentes à Formação Urucutuca, apresentam mergulho suave para leste, de maneira que nos afloramentos situados a oeste, e que iniciam com os afloramentos 2a e 2b, afloram rochas mais antigas do que naqueles situados a leste, cujo último ponto aflorante é o afloramento 6. Nestes afloramentos, o padrão geral de preenchimento do *Canyon* de Almada é transgressivo, com fácies mais profundas recobrendo paulatinamente fácies mais rasas. Nos dados de subsuperfície o mesmo padrão é observado. Assim, os afloramentos 2a e 2b apresentam fácies depositadas em contexto mais raso do que nos afloramentos situados mais para leste. Fácies turbidíticas estão presentes em todas as seções, com exceção do afloramento 2b.

• afloramentos 2a e 2b

No afloramento 2, situado mais a oeste (porção mais rasa), encontram-se duas exposições. A localizada em frente à vila de Sambaituba, denominada de 2a, e a 2b, distante cerca de 100 m da vila, atrás de uma pequena fábrica de fogos de artifício.

No afloramento 2a foram identificados depósitos arenosos com *wavy bedding*, *linsen*, *ripples*, *mud couplets*, grandes bioturbações por *Ophiomorfa* e traços fósseis com feições que sugerem comportamento de equilíbrio. Estas fácies

possuem uma geometria de cunhas largas que preenchem incisões em *onlap fill*. Esta geometria é aparente também nos dados de GPR levantados em detalhe por Ceia *et al.* (2004). Estes depósitos foram anteriormente interpretados como sedimentos de *levee* por Bruhn e Moraes (1989) e Bruhn (1999), que apresentavam migração lateral controlada pelos diques marginais, influenciados pela força de Coriolis. A análise detalhada destes sedimentos, entretanto, indica que se tratam de sedimentos marinhos rasos, retrabalhados por marés (d'Ávila *et al.* 2002), e não sedimentos finos depositados pelo extravasamento de correntes de turbidez. A suposta migração lateral dos canais pelo desenvolvimento dos *levees* também não é aparente após a limpeza cuidadosa do afloramento (figs. 9, 10, 11 e 12).

Os sedimentos marinhos rasos de marés foram erodidos, repetidamente, por pacotes de arenitos conglomeráticos com seixos e blocos flutuantes, maciços ou laminados, e conglomerados-clasto e matriz-suportados. Os clastos maiores concentram-se geralmente na base dos pacotes, que tem

base bastante erosiva, com incisões de pelo menos 3 m no substrato. Estas rochas apresentam camadas mais ricas em clastos do embasamento e outras com domínio de intraclastos argilosos. Algumas camadas psamíticas, ricas em clastos de embasamento, evoluem a conglomerados com clastos de pelitos e de embasamento e destes a conglomerados muito ricos em intraclastos. Estes fragmentos freqüentemente estão alinhados, denotando a presença de tração na corrente de turbidez. Sobre estes conglomerados afloram comumente arenitos grossos conglomeráticos, maciços, com clastos alinhados e feições de carga na base. As fácies turbidíticas de grão mais fino são arenitos médios, com seleção moderada, em camadas lenticulares decimétricas, com estratificação cruzada indistinta e de baixo ângulo, com clastos alinhados.

O afloramento 2b possui fácies arenosas que também mostram feições que sugerem o retrabalhamento por marés, com alternância de arenitos laminados e pelitos em camadas de geometria lenticular (fig. 13), tanto na escala do afloramento como nas imagens de GPR (Ceia *et al.* 2004).

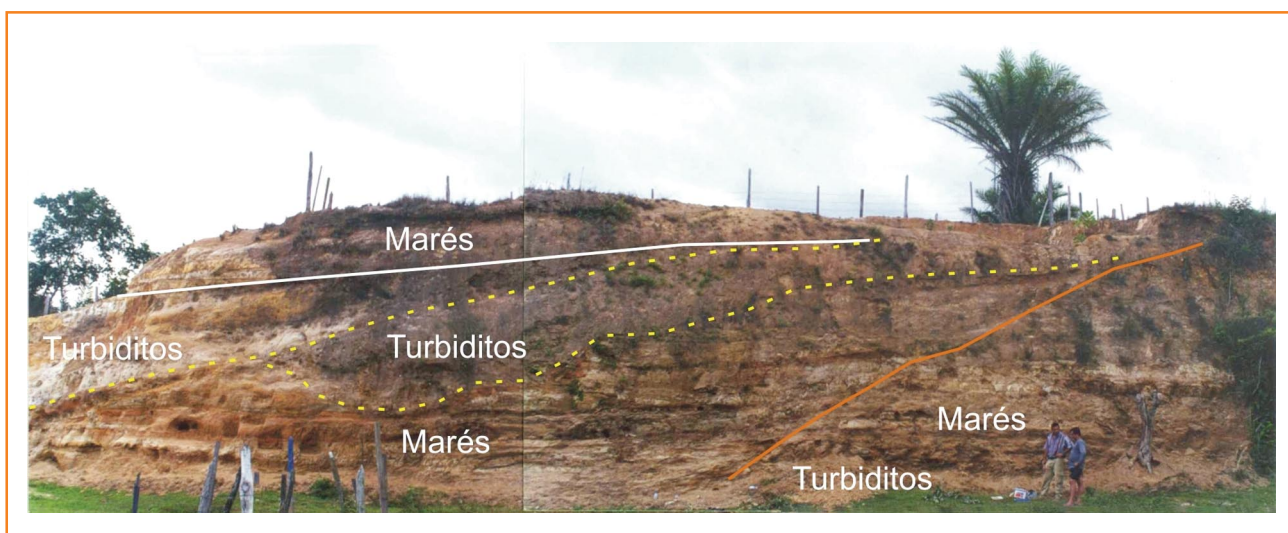


Figura 9 - Foto geral do afloramento 2a, Sambaituba, com remoção cuidadosa da cobertura, onde aparecem canais turbidíticos preenchidos por conglomerados e arenitos, erodindo e sendo recobertos por heterolitos areno-lamosos de marés.

Figure 9 - General picture of outcrop 2a – Sambaituba – after the careful removal of the cover - showing turbidite channels filled by conglomerates and sandstones, eroding and being covered by tidal reworked sandy-muddy heterolites.

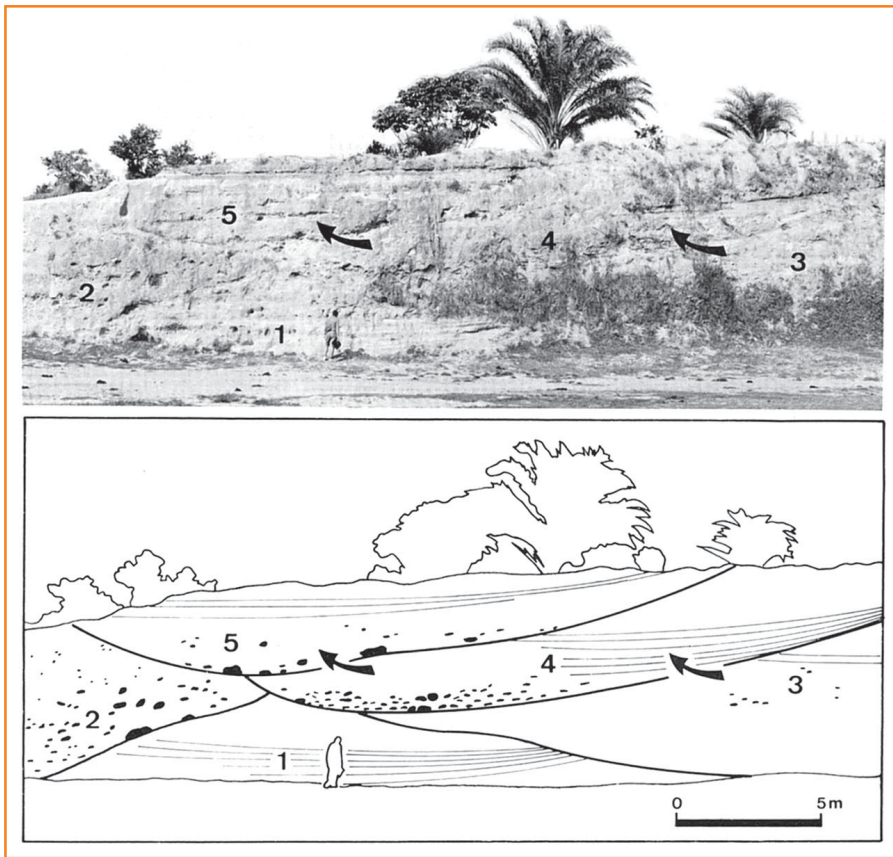


Figura 10

Modelo deposicional de canais com *levees*, elaborado por Bruhn e Moraes (1989) para o mesmo afloramento 2a da figura 8. As fácies interpretadas como *levees* são depósitos de marés. Não ocorre o padrão de migração lateral dos canais. Possivelmente a cobertura de vegetação e solo prejudicou a visualização das fácies e geometrias deste afloramento. Figura de Bruhn e Moraes (1989).

Figure 10

Channel levee model of Bruhn and Moraes (1989) for the same outcrop 2a of figure 8. The facies previously interpreted as levees are actually tidal deposits. There is no lateral migration pattern of the channels. Possibly the vegetation cover and the soil have jeopardized the visualization of the facies and the geometries of this outcrop. Figure from Bruhn and Moraes (1989).

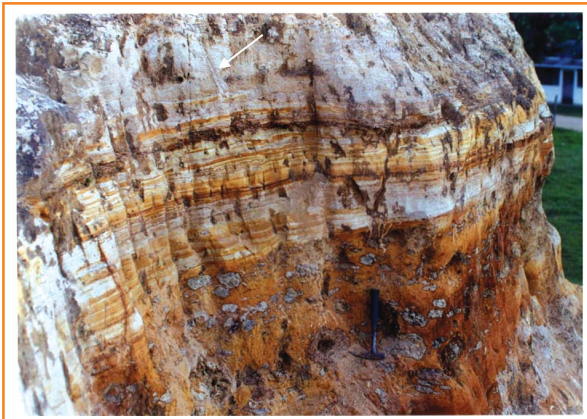


Figura 11 - Foto do afloramento 2a, mostrando conglomerados com grandes clastos de pelitos alinhados. Estes turbiditos são recobertos por heterolitos areno-lamosos, interpretados como depósitos de marés. Observe uma grande escavação de *Ophiomorpha* próximo ao topo da foto (seta).

Figure 11 - Picture of outcrop 2a, showing conglomerates with large aligned clasts of pelites. These turbidities are covered by sandy-muddy heterolites interpreted as tidal deposits. Note a large *Ophiomorpha* burrow next to the top of the picture (arrow).



Figura 12 - Foto de detalhe de heterolito areno-lamoso, situado próximo à base do afloramento 2a. Note a delgada intercalação de laminasets arenosos com laminasets e drapes argilosos. Ocorrem *mud couplets* e *ripples* com drapes argilosos nos foresets. Bioturbações são comuns.

Figure 12 - Detail picture of the sandy-muddy heterolite, located close to the base of outcrop 2a. Note the thin intercalation of sandy laminasets and clay drapes. Bioturbation is common.

Figura 13

Foto do afloramento 2b, Vila de Sambaituba, constituído predominantemente de heterolitos areno-lamosos com geometria de cunhas rasas. O martelo marca a camada de paraconglomerado lamoso, muito rico em fragmentos de vegetais superiores.

Figure 13

Picture of outcrop 2b - Vila de Sambaituba - predominantly constituted by sandy-muddy heterolites with flat-wedge geometry. The hammer shows the muddy paraconglomerate layer, which is very rich in plant fragments.



Figura 14 - Detalhe do heterolito areno-lamoso. Ocorrem laminasets arenosos e drapes argilosos, mud couplets, wavy bedding, ripples com drapes argilosos nos foresets, localmente ripples bidirecionais. Bioturbações de *Ophiomorpha* em destaque. Traços de equilíbrio são comuns.

Figure 14 - Detail of the sandy-muddy heterolite. There are sandy laminasets and clay drapes, mud couplets, wavy bedding, ripples with clay drapes in the foresets and locally bidirectional ripples. Bioturbations of *Ophiomorpha* in evidence. Equilibrium Traces are common.

Estas camadas de heterolitos areno-lamosos apresentam as estruturas wavy, linsen, ripples bidirecionais locais, e bioturbações por *Ophiomorpha* (fig. 14) e níveis com ocorrência de *Chondrites* (Renata Guimarães Netto, comunicação pessoal, 2001).

O único depósito de fluxo gravitacional presente no afloramento é constituído de uma camada de paraconglomerado de matriz lamosa com clastos de pelitos, carvão e fragmentos de vegetais superiores. A interpretação bioestratigráfica destes afloramentos (2a e 2b) também indica um ambiente costeiro raso, com influência parálica (Oscar Strohschöen e Rodolfo Dino, comunicação pessoal, 2001).

O contexto destes dois afloramentos sugere que o Canyon de Almada se desenvolveu como uma escavação que atingia a região próxima à desembocadura de um estuário, no qual chegavam cheias fluviais. O substrato na região era relativamente acentuado, como é indicado pela presença do paraconglomerado intercalado aos depósitos de marés.

O *canyon* possivelmente estava conectado a um *embayment* estuarino, controlado por um gráben, em meio aos altos do embasamento. O contexto estuarino é sugerido pela geometria alongada deste baixo, que fazia a ligação entre o ambiente continental (de onde provêm os sedimentos siliciclásticos e os fragmentos de vegetais superiores) e o ambiente marinho aberto, situado na atual região *offshore* da bacia. O preenchimento da região de cabeceira também sugere este contexto, pela presença de fácies de marés e também pelas análises bioestratigráficas e icnofaciológicas que sugerem um ambiente raso, com influência parálica.

Neste contexto estuarino era amplificado o efeito das marés, que retrabalhavam o sedimento arenoso fino trazido pelos rios nos momentos de deposição normal do sistema flúvio-estuarino. A taxa de deposição era relativamente alta, como indicado pela presença de traços de equilíbrio, que tinham de subir cada vez que aportavam mais alguns centímetros ou milímetros de sedimento arenoso.

Nos períodos de cheia catastrófica o sistema fluvial que drenava as montanhas circundantes recebia um enorme volume de sedimentos e água, aumentando em muito a densidade da corrente, descendo em grande velocidade ao longo das encostas íngremes, e desembocando fluxos turbidíticos na região estuarina da parte proximal do *canyon*, erodindo parte dos sedimentos depositados nos períodos “calmos”.

A história dos fragmentos vegetais nos sedimentos indica, também, estas duas etapas no desenvolvimento da sedimentação nesta região: os períodos de sedimentação normal do sistema fluvial, onde a vegetação crescia nas montanhas e na planície de inundação do rio, e os momentos de altíssima energia, com as chuvas catastróficas, em que o rio transbordava furiosamente, erodindo suas margens e arrancando a vegetação.

• afloramento 3

O afloramento 3, melhor exposição da área, apresenta uma seção vertical de 11 m. Representa o corte transversal de um pacote arenoso com 6 m de espessura, delineando um conjunto de canais (fig. 15).



Na base do afloramento estão expostos cerca de 2,5 m de paraconglomerados de matriz lamosa com seixos e blocos do embasamento e folhelhos deformados por *slumps*. Estes são recobertos por meio metro de folhelhos cinza-escuros, que apresentam diversos diques de areia, injetados pelos canais arenosos sobrejacentes.

O pacote de canais arenosos acima dos folhelhos pode ser subdividido em três unidades menores, com geometria canalizada. Estes canais apresentam pouca erosão sobre o substrato, seja nos pelitos basais ou entre os pacotes arenosos (fig. 16).

O pacote basal, mais espesso, sugere feições de preenchimento lateral. Entre as camadas arenosas de geometria canalizada ocorrem comumente intervalos centimétricos de pelitos com *sand streaks*, que sugerem algum *bypass* para a fração arenosa fina e muito fina.

Os canais estão preenchidos por arenitos grossos e médios, maciços ou com cruzadas de baixo ângulo (e carpetes de tração?), com intraclastos centimétricos a decimétricos de pelitos (até 50 cm), geralmente alinhados, passando ao topo, comumente, para arenitos finos, bem a moderadamente selecionados, com laminação plano-paralela ou de baixo ângulo (fig. 17). Frequentemente aparecem fragmentos de vegetais superiores e de carvão, mais ricos no topo das camadas.

Figura 15

Foto do afloramento 3, constituído de depósitos caóticos na base (diamictitos e folhelhos escorregados), recobertos por meio metro de folhelho brechado, com injeção de areia oriunda dos canais sobrejacentes. Observar a geometria canalizada dos pacotes arenosos e a pouca erosão basal.

Figure 15

Picture of outcrop 3, constituted by chaotic deposits at the base (pebbly mudstone and slumped shale), capped by half a meter of fractured shale, with sand injected from the overlapping channels. Note the channelized geometry of the sandy packs and the little basal erosion.



Figura 16 - Base do afloramento 3, mostrando o contato erosivo de arenitos grossos sobre os folhelhos cinza-escuros. Note o aspecto brechado do folhelho. Os arenitos grossos mostram laminação cruzada de baixo ângulo (seta), plano-paralelas, e feições sugestivas de carpetes de tração ou bandeamento trativo e intraclastos centimétricos.

Figure 16 - Base of outcrop 3, showing the erosive contact of coarse grained sandstone over dark gray shale. Note the brecciated aspect of the shale. Coarse grained sandstone show low angle cross lamination (arrow), plain-parallel lamination (suggests traction carpets or tractive banding) and centimetric intraclasts.

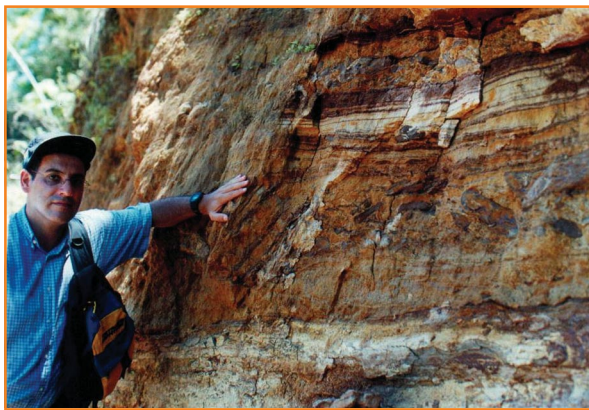


Figura 17 - Detalhe de um canal turbidítico arenoso, com base erosiva, grandes intraclastos imbricados e topo marcado por arenitos laminados e gradados. Afloramento 3.

Figure 17 - Detail of a sandy turbidite channel, with an erosive base, large imbricated intraclasts and the top marked by laminated and graded sandstone interval. Outcrop 3.

No topo destes arenitos laminados são comuns heterolitos arenito/folhelho delgados, compostos por camadas centimétricas de arenito fino com *ripples*, cujos *foresets* são recobertos por *drapes* lamosos ou microclastos pelíticos. Os níveis pelíticos deste heterolito dominam no topo das camadas e apresentam folhelho preto/cinza-escuro, com algumas lentes e lâminas milimétricas de arenito fino a muito fino. O topo freqüentemente apresenta-se bioturbado, sendo comum a ocorrência de traços verticalizados escavados em substrato firme (*Thalassinoides?*).

Este afloramento mostra canais turbidíticos deposicionais de pequena largura, rasos, com pouco *bypass* para as frações arenosas grossas, que permanecem associadas aos cascalhos. Estes canais foram depositados sobre um substrato instável, como indicado pelos depósitos caóticos da base desta exposição, que se desenvolveram no interior do *canyon* em resposta, possivelmente, a uma alta taxa de deposição de sedimentos lamosos sobre o substrato inclinado da base da escavação submarina.

• afloramento 4

O afloramento 4 apresenta três corpos de geometria canalizada, pouco a moderadamente espessos (2 m a 6 m), preenchidos por paraconglomerados de matriz arenosa com seixos e blocos de pelitos, separados por sedimentos pelíticos. A base dos conglomerados é muito rica em intraclastos e tem aspecto brechóide. Os pelitos sotopostos estão bastante deformados, brechados, e apresentam diques de sedimentos grossos, injetados pelos canais subjacentes, com até 60 cm de diâmetro (fig. 18).

Na base do afloramento ocorre um pacote de 4 m de espessura de arenito fino a médio, laminado.

• afloramento 6

O afloramento 6 apresenta pacotes pelíticos na parte inferior, encimados por canais rasos preenchidos por conglomerados e arenitos grossos. Próximo à base do afloramento ocorrem pelitos intercalados a delgados níveis de a-



Figura 18

Afloramento 4, com canais areno-conglomeráticos intercalados a pelitos. Estes pelitos apresentam-se brechados e mostram diques de arenito e conglomerados (setas) que foram injetados pelo pacote depositado da corrente de turbidez (sobrepessurizada) sobrejacente.

Figure 18

Outcrop 4, with sandy-conglomeratic channels intercalated with pelites. These pelites are brecciated and show sandy and conglomerate dikes (arrows) that were injected by the overpassing (overpressurized) gravelly-sandy high-density turbidity current.

renitos finos. Este pacote está escorregado, sendo recoberto discordantemente por turbiditos predominantemente pelíticos (fig. 19). Estes turbiditos de baixa energia são caracterizados por camadas delgadas de arenito fino e hemipelágicos indeformados. Os arenitos apresentam estruturas *wavy*, *drapes* argilosos, e *linsen*, feições que sugerem a ação de correntes de fundo, possivelmente relacionadas às marés ao longo do *canyon* (fig. 20).

Níveis de arenitos finos com *ripples* apresentam, comumente, microclastos pelíticos. Estes depósitos têm possivelmente outra origem, ligados a fluxos hiperpicnais diluídos. Esta associação com os turbiditos, e não com as correntes de fundo, se deve ao fato de que quase todas as outras fácies de turbiditos hiperpicnais neste *canyon*, inclusive conglomerados e arenitos grossos e finos, apresentam feições trativas e riqueza em clastos pelíticos (intraclastos) de diversos tamanhos.

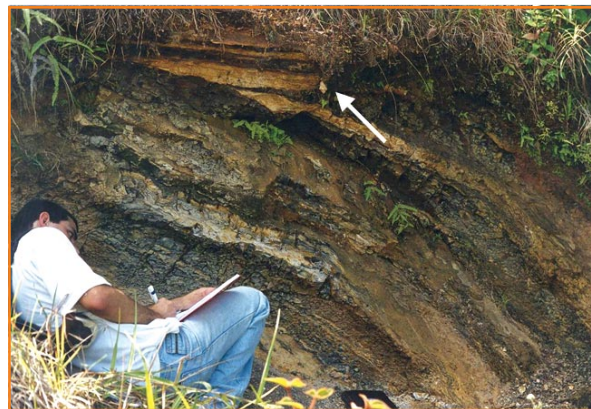


Figura 19 - Detalhe de discordância presente na base do afloramento 6, indicada pela seta. Esta superfície separa depósitos turbidíticos de baixa energia, que estão escorregados (*slump*), de depósitos similares, mais jovens, praticamente indeformados.

Figure 19 - Detail of the discordance at the base of outcrop 6, indicated by the arrow. This surface separates slumped low-energy turbiditic deposits from younger and similar deposits, that remain practically undeformed.

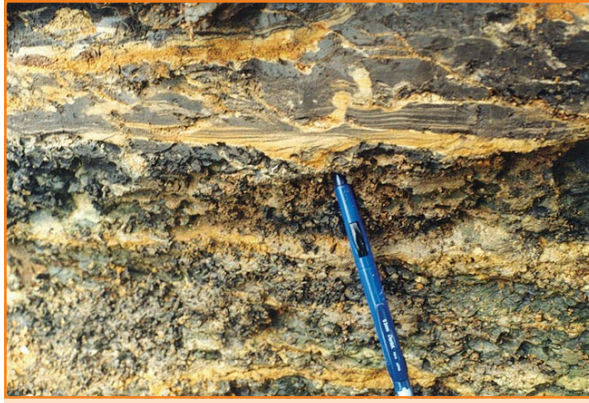


Figura 20 - Afloramento 6. Depósitos pelíticos com *sand streaks* e *ripples* com lama no *foreset*. Estes sedimentitos são interpretados como depósitos de correntes turbidíticas hiperpicnais diluídas, com possível retrabalhamento por correntes de fundo controladas pela amplificação de marés no interior do *canyon*.

Figure 20 - Outcrop 6. Pelitic deposits with *sand streaks* and *ripples* with mud in the *foresets*. These sediments are interpreted as deposits of diluted hyperpicnial turbiditic currents, with possible reworking by bottom currents controlled by the amplification of the tides inside the *canyon*.

Esta seção é recoberta por dois espessos pacotes de turbiditos de alta energia (3 m a 4 m), com base erosiva, constituídos de arenitos grossos e paraconglomerados de matriz arenosa, ricos em intraclastos argilosos. Entre estes pacotes de alta energia aflora um intervalo com cerca de 2 m de espessura, caracterizado por turbiditos de baixa energia, predominantemente pelíticos, com algumas camadas arenosas centimétricas e decimétricas intercaladas.

seção de subsuperfície amostrada pelos testemunhos de três furos de sondagem

Foram efetuados três furos de sondagem: ao lado do afloramento 2a (Furo 01), junto ao afloramento 3 (Furo 02) e afloramento 4 (Furo 03), que cortaram cerca de 603 m de rocha no total, recuperando, em média, cerca de 65% da seção perfurada (fig. 21). As fácies amostradas em subsuperfície são basicamente as mesmas que se encontram na seção aflorante: conglomerados, arenitos e pelitos. Pacotes de arenitos e conglomerados turbidíticos se intercalam a pacotes argilosos que estão geralmente deformados por

escorregamento, e que configuram possíveis depósitos de prodelta (figs. 22, 23 e 24). Segue a descrição e a interpretação das fácies sedimentares, agrupadas em associações de fácies, o que permite inferências sobre a gênese dos depósitos.

- **associação de fácies de turbiditos hiperpicnais**

Os turbiditos hiperpicnais estão representados por fácies conglomeráticas e arenosas, cujos pacotes têm uma espessura (recuperada) na faixa de 2 m a 5 m. É comum que estes pacotes mostrem uma tendência de granodecrescência ascendente, com conglomerados na base, arenitos grossos e muito grossos na parte intermediária e arenitos mais finos para o topo. Uma das características comuns nestes conglomerados e arenitos turbidíticos é a presença muito constante da tração em quase todos os depósitos (fig. 25).

- **1 - fácies de ortoconglomerados e paraconglomerados de matriz arenosa**

Dentre os conglomerados podem-se distinguir ortoconglomerados e paraconglomerados, fácies que estão frequentemente associadas. Os ortoconglomerados são polimíticos, com seixos e grânulos de diversas rochas do embasamento (granitóides, sienitos, gnaisses, xistos), normalmente alinhados ou imbricados. Os paraconglomerados possuem matriz arenosa muito grossa ou grossa, são maciços ou apresentam orientação dos clastos de embasamento ou dos intraclastos argilosos. Mostram frequentemente uma tendência de organização para o topo das camadas, gradando aos ortoconglomerados. A base das camadas apresenta contato erosivo com o substrato. As fácies conglomeráticas passam, normalmente, em direção ao topo, para arenitos maciços ou laminados.

Estes conglomerados representam os depósitos turbidíticos de mais alta energia no *canyon*, tendo sido depositados por correntes de turbidez cascalhosas de alta densidade. As fácies maciças e a presença de injeção de cunhas cascalhosas no substrato, como observado nos afloramentos, sugerem a existência de uma camada basal sobreprensionada, que evoluía para fácies melhor selecionadas, geradas pelo escape brus-

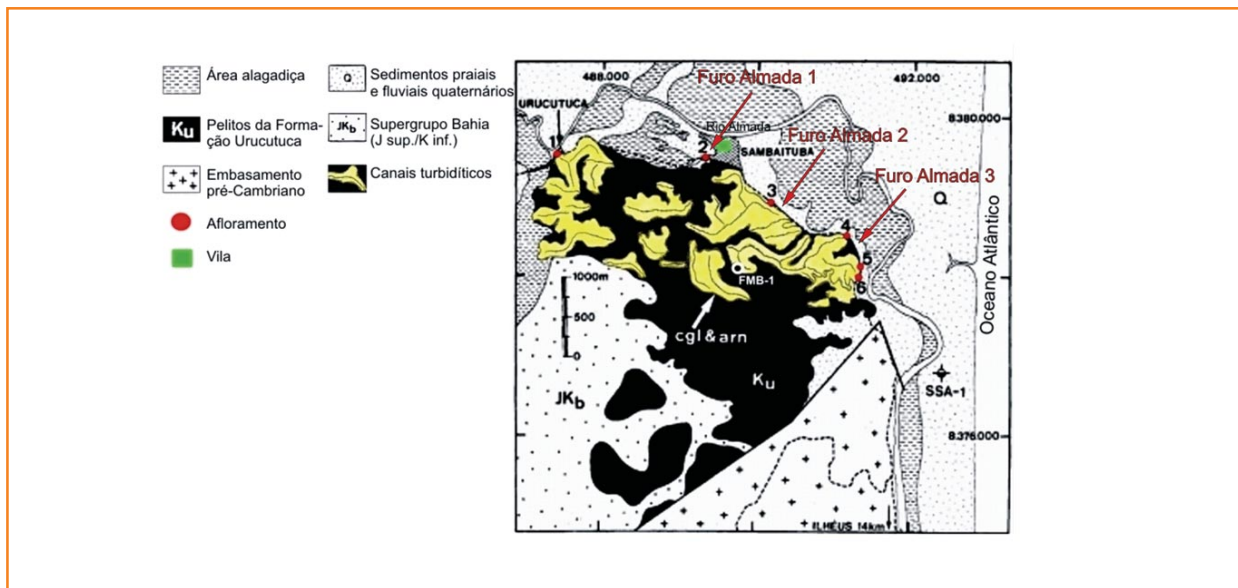


Figura 21

Mapa de localização dos afloramentos e dos três furos de sondagem que realizaram as testemunhagens deste projeto. Figura modificada de Bruhn e Moraes (1989).

Figure 21

Location map of the outcrops and wells from which the cores of this project were cut. Figure modified from Bruhn and Moraes (1989).

co de fluidos desta camada basal, desenvolvendo uma camada superior de alta turbulência. A passagem do fluxo turbulento sobrepassante desenvolve a tração sobre os cascalhos no leito, produzindo fácies com alinhamento de clastos e ortoconglomerados. O restante da carga arenosa prossegue sua viagem na corrente de turbidez, depositando sua carga ao desacelerar, desenvolvendo as fácies turbidíticas arenosas.

• 2 - fácies de arenitos grossos e muito grossos e arenitos de grão fino

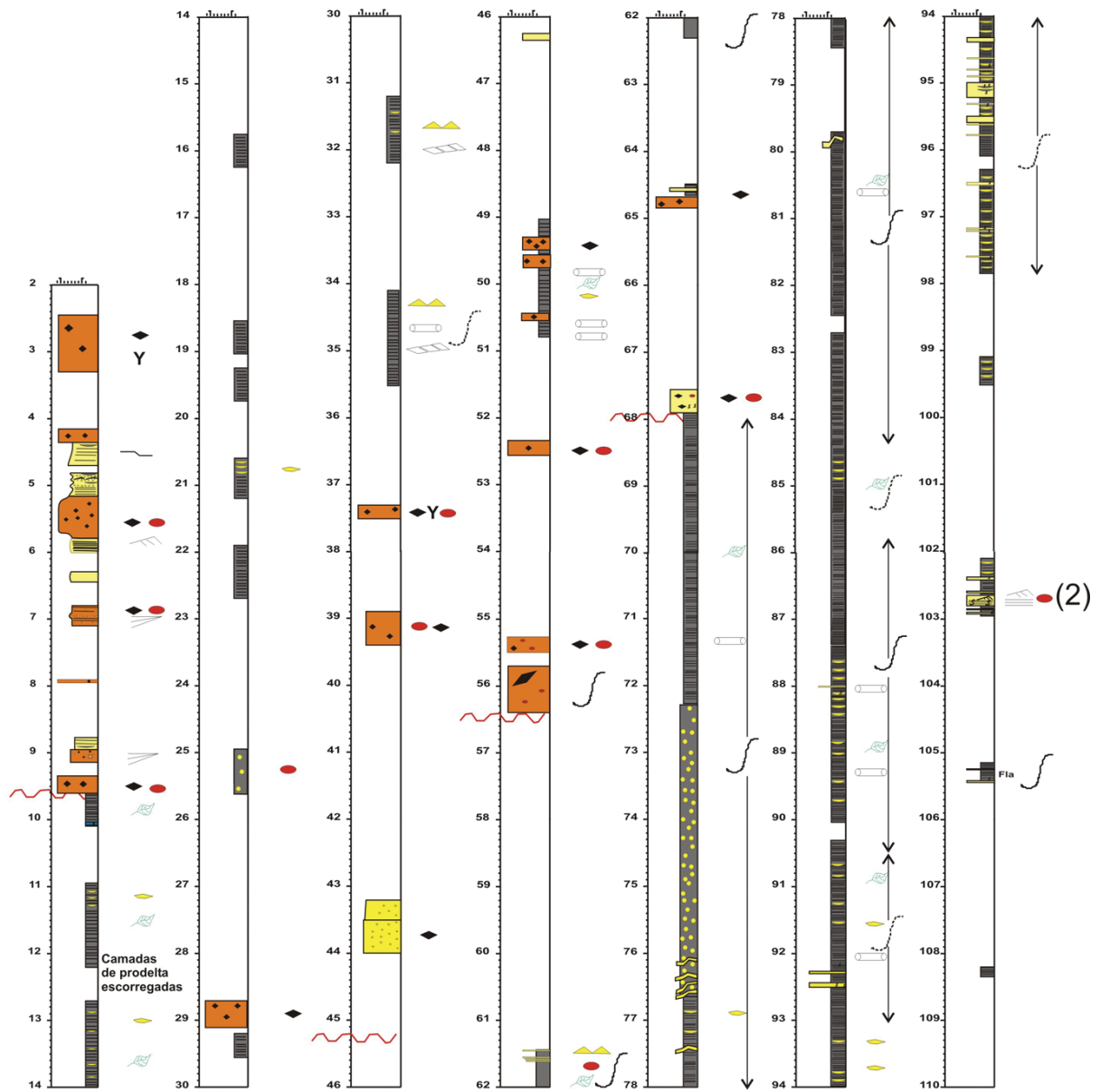
Os arenitos presentes na seção estão representados por fácies de alta energia, com granulação grossa a muito grossa, e por fácies de baixa a moderada energia, nas quais os arenitos mostram grãos predominantemente finos e médios/finos.

Nas fácies mais grossas dominam arenitos com estratificação cruzada, cruzadas de baixo ângulo e laminação plano-paralela, com os seixos e grânulos presentes geralmente alinhados. Ocorrem, também, fácies grossas maciças ou com laminação incipiente, onde, porém, os clastos e grãos mais alongados mostram-se alinhados. Comumente estes arenitos mais grossos passam ao topo para arenitos finos a médios, bem selecionados, com laminação plano-paralela onde os *laminasets* são marcados pela alternância de lâminas de arenito fino bem selecionado com lâminas muito ricas em

microclastos de pelitos e/ou fragmentos vegetais. Ocorrem também, freqüentemente, níveis de arenito fino com *ripples* associados aos intervalos com laminação plano-paralela (fig. 26). O topo dos arenitos grossos apresenta comumente traços de *Ophiomorpha* (fig. 27), enquanto os arenitos finos podem mostrar traços de equilíbrio, passando a pelitos com lentes arenosas ou níveis com *wavy bedding*.

Os depósitos mais grossos representam o produto de correntes de turbidez arenosas de alta densidade, que evoluíram dos fluxos turbidíticos conglomeráticos, dos quais foram segregados. Uma característica comum em sistemas hiperpicinais (Mutti *et al.* 2003), e que está presente nos turbiditos do *Canyon* de Almada, é a proximidade com sistemas flúvio-deltaicos, a presença freqüente de fragmentos de vegetais continentais e a existência de feições trativas (cruzadas de diversos tipos, carpetes trativos e alinhamento ou imbricação de clastos), por vezes desenvolvendo um bandejamento granulométrico com sucessivos níveis de grãos mais grossos alternando-se com níveis de grãos menores, sem que haja uma parada deposicional. Estes níveis mais grossos, chamados de picos de cheia pelo professor Mutti (comunicação pessoal, 2002), resultam de oscilações na energia do fluxo e estão possivelmente ligados a variações na descarga do fluxo de cheia que dispara a corrente de turbidez hiperpicinal. Estes fluxos têm, provavelmente, uma duração longa.

Furo 1 - Descrição de conjunto (parte 1)



Legenda das Fácies Sedimentares:

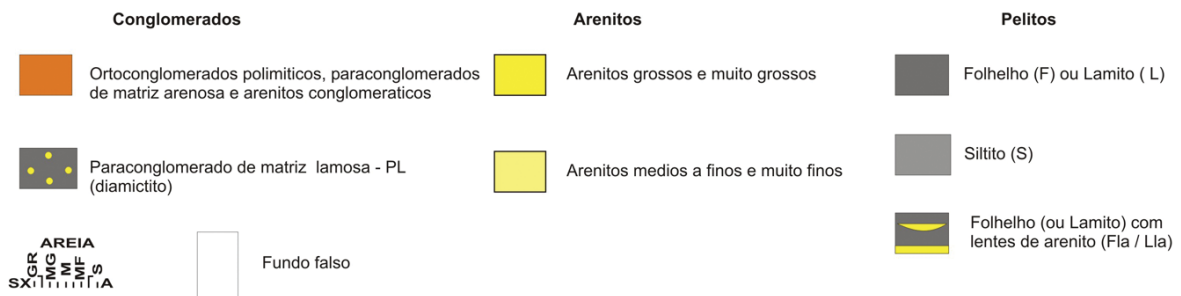
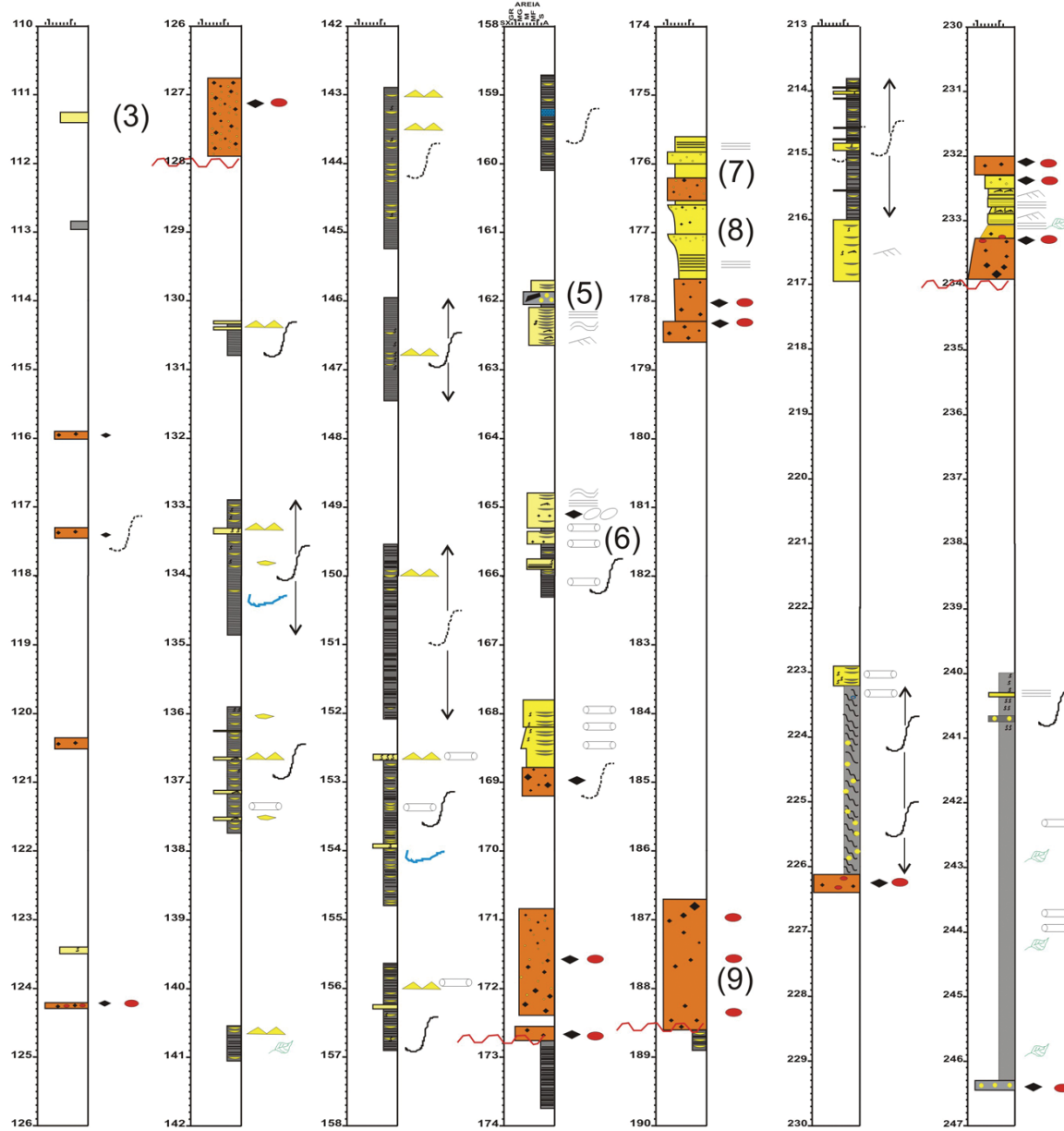


Figura 22 - Descrição das fácies presentes nos testemunhos do Furo 1.

Figure 22 - Description of the facies present in the cores of well 1.

Furo 1 - Descrição de conjunto (parte 2)



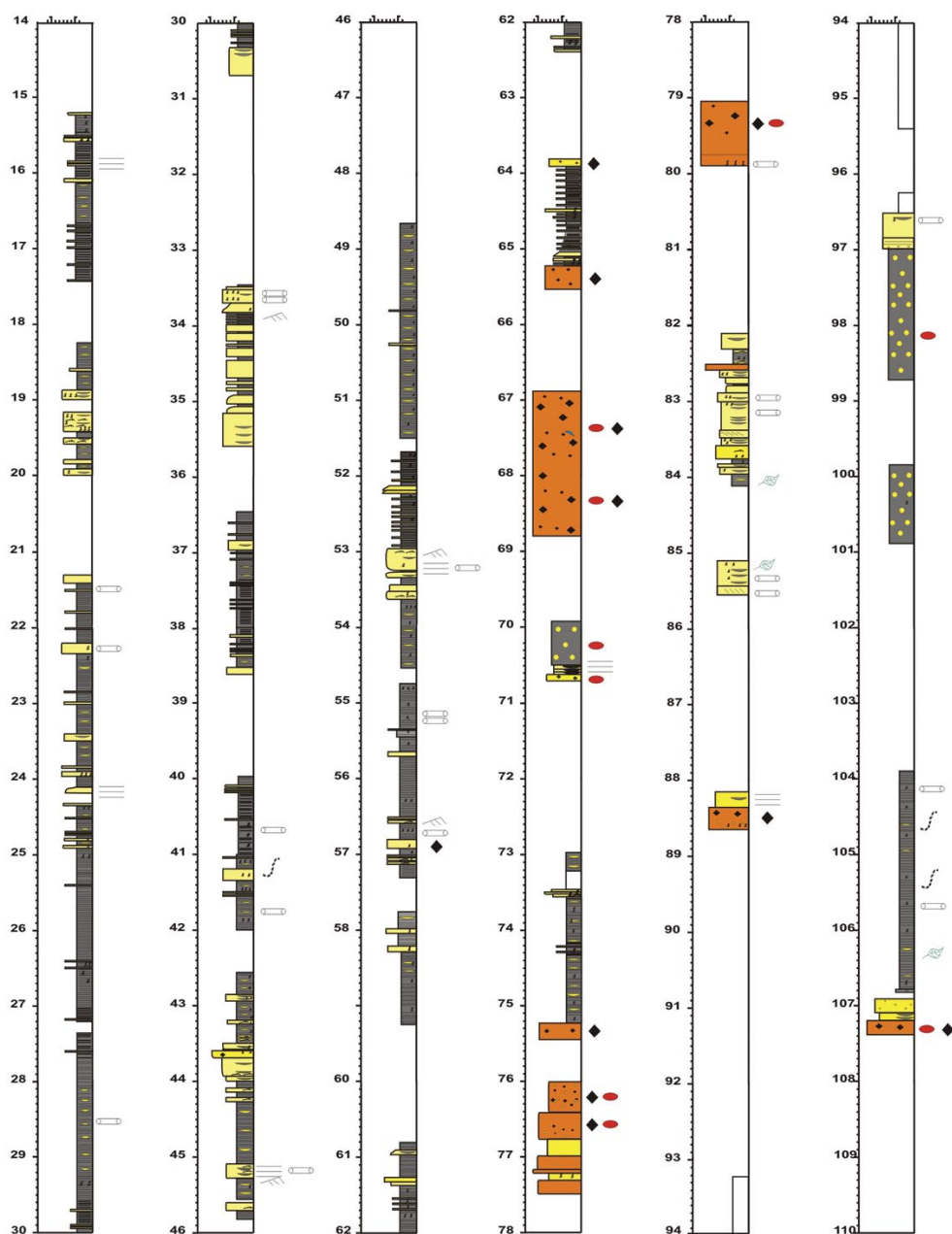
Legenda das Estruturas Sedimentares:

	Superfície Erosiva importante		Mud Couplets		Grânulos / seixos
	Bioturbação fraca		Lentes de lama /microclastos		Clastos de pelitos
	Bioturbação intensa		Lentes de areia		Clastos de Embasamento
	Estrutura Plano-paralela		Slump (escorregamento)		Clastos Alinhados
	Estratificação Cruzada		Deformação /Escorregamento incipiente		Concha
	Ripple		Septária -		Nódulo de Sulfeto
	Ripples com lama no foreset		Concreção Carbonática		Fragmentos de vegetais
	Laminacao Wavy				

Figura 22 - Descrição das fácies presentes nos testemunhos do Furo 1.

Figure 22 - Description of the facies present in the cores of well 1.

Furo 2 - Descrição de conjunto (parte 1)



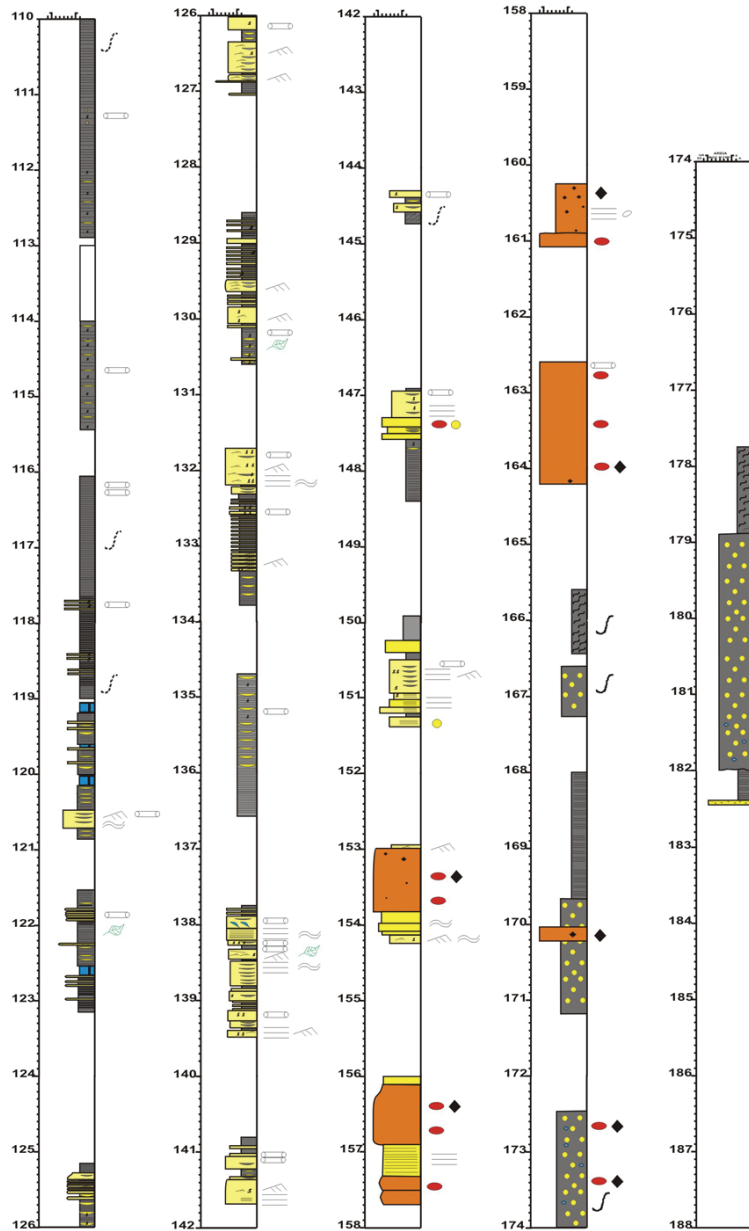
Legenda das fácies Sedimentares:



Figura 23 - Descrição das fácies presentes nos testemunhos do Furo 2.

Figure 23 - Description of the facies present in the cores of well 2.

Furo 2 - Descrição de conjunto (parte 2)



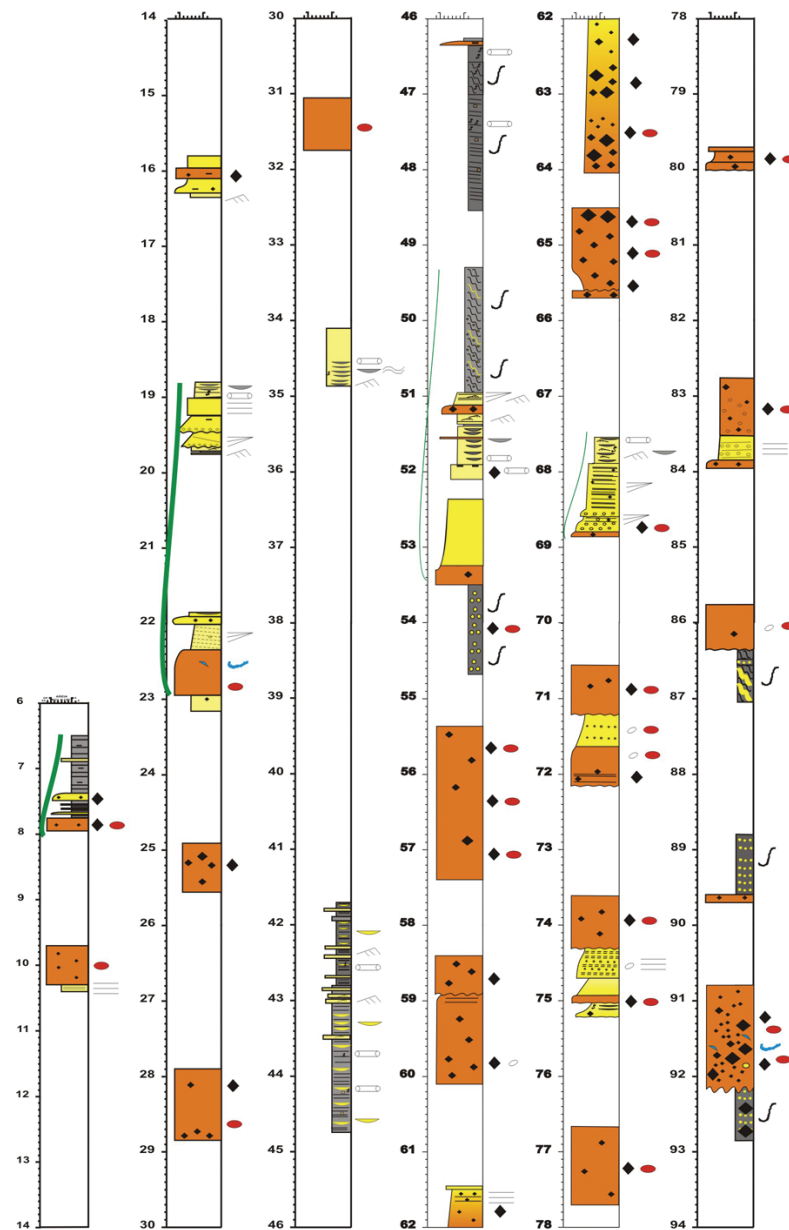
Legenda das Estruturas Sedimentares:

	Superfície Erosiva importante		Mud Couplets		Grânulos / seixos
	Bioturbação fraca		Lentes de lama /microclastos		Clastos de pelitos
	Bioturbação intensa		Lentes de areia		Clastos de Embasamento
	Estrutura Plano-paralela		Slump (escorregamento)		Clastos Alinhados
	Estratificação Cruzada		Deformação /Escorregamento incipiente		Concha
	Ripple		Septária -		Nódulo de Sulfeto
	Ripples com lama no foreset		Concreção Carbonática		Fragmentos de vegetais
	Laminacao Wavy				

Figura 23 - Descrição das fácies presentes nos testemunhos do Furo 2.

Figure 23 - Description of the facies present in the cores of well 2.

Furo 3 - Descrição de conjunto (parte1)



Legenda das Fácies Sedimentares:









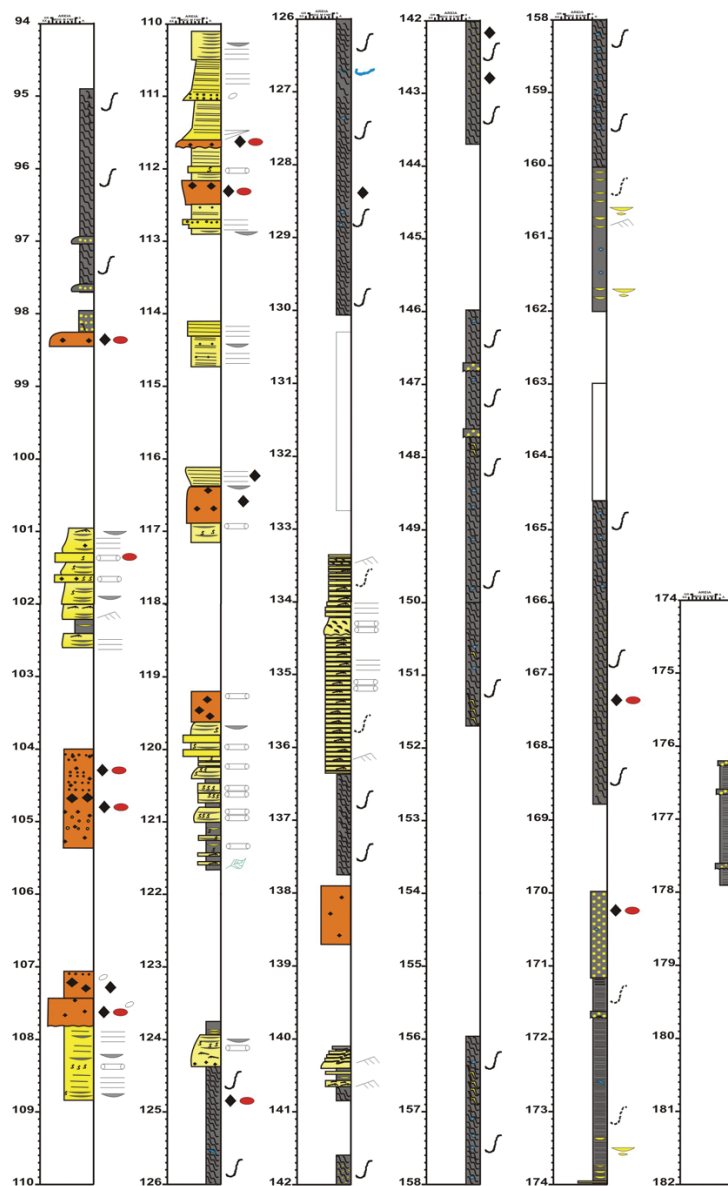
Conglomerados		Arenitos		Pelitos	
	Ortoconglomerados polimíticos, paraconglomerados de matriz arenosa e arenitos conglomeráticos		Arenitos grossos e muito grossos		Folhelho (F) ou Lamito (L)
	Paraconglomerado de matriz lamosa - PL (diamictito)		Arenitos medios a finos e muito finos		Siltito (S)
	Fundo falso				Folhelho (ou Lamito) com lentes de arenito (Fla / Lla)

Figura 24 - Descrição das fácies presentes nos testemunhos do Furo 3.

Figure 24 - Description of the facies present in the cores of well 3.

Furo 3 - Descrição de conjunto (parte2)



Legenda das Estruturas Sedimentares:

	Superfície Erosiva importante		Mud Couplets		Grânulos / seixos
	Bioturbação fraca		Lentes de lama /microclastos		Clastos de pelitos
	Bioturbação intensa		Lentes de areia		Clastos de Embasamento
	Estrutura Plano-paralela		Slump (escorregamento)		Clastos Alinhados
	Estratificação Cruzada		Deformação /Escorregamento incipiente		Concha
	Ripple		Septária -		Nódulo de Sulfeto
	Ripples com lama no foreset		Concreção Carbonática		Fragments de vegetais
	Laminação Wavy				

Figura 24 - Descrição das fácies presentes nos testemunhos do Furo 3.

Figure 24 - Description of the facies present in the cores of well 3.



Figura 25 - Fácies trativas comuns nos depósitos hiperpicnais de alta energia do Canyon de Almada.

Figure 25 - Common tractive facies from high-energy hyperpicnal deposits of the Almada Canyon.

A ocorrência de traços fósseis como *Ophiomorpha* e de traços de equilíbrio no topo destes arenitos indica que as correntes hiperpicnais perderam a condição de transportar um enorme volume de sedimentos e passaram a levar quantidades menores ao longo do *canyon*. Estes sedimentos acumularam-se sobre os organismos que residem no substrato, fazendo com que estes subissem até a nova superfície, que estaria agora alguns poucos centímetros ou milímetros acima, desenvolvendo traços de equilíbrio pela necessidade de se adaptarem, repetidamente, à chegada paulatina de sedimento arenoso. Os traços de *Ophiomorpha* sugerem um substrato já estabilizado, com a existência de correntes junto ao fundo que permitiam a oxigenação, com o organismo ocupando o substrato para morar e se esconder de predadores.

Se durante os períodos de cheias as correntes produzem eventos catastróficos que causam a morte de organismos que habitam o *canyon*, nos períodos de diminuição da energia fluxos mais lentos e diluídos circulam no *canyon*, trazendo mais oxigênio e nutrientes para os organismos. Traços de moradia como *Ophiomorpha* e traços de equilíbrio no topo de turbiditos com granodecrescência (desde conglomerados até arenitos finos) indicam que estes fluxos hiperpicnais declinantes devem possuir uma longa duração, capaz de estimular organismos a desenvolverem estratégias de moradia e de equilíbrio no substrato. A rápida chegada de sedimentos com as correntes de turbidez estimularia traços de escape, e não estas estratégias que visam a uma ocupação mais duradoura do substrato.

A fase de baixa energia de cheias hiperpicnais acaba funcionando como verdadeiras correntes de fundo no *canyon*, de difícil distinção, com os dados atuais, de correntes de marés amplificadas que possam atuar no interior de um *canyon* submarino.

- associação de fácies de depósitos lamosos de preenchimento de *canyon*

A maior parte da seção amostrada pelos três testemunhos cortados nos furos de sondagem é constituída de sedimentos argilosos. Estes sedimentos atingem espessuras contínuas de pelo menos 30 m, caracterizados por fácies de folhelhos

Figura 26

Depósitos turbidíticos hiperpicnais de baixa energia. Observe a passagem de intervalos com *ripples* para *laminasets* com repetição de níveis microgradados (arenito fino até lama). Furo 2.

Figure 26

Low-energy hyperpicnal turbiditic deposits. Note the passing of intervals with *ripples* into *lamina sets* with repetition of micrograded levels (fine sand up to mud). Well 2.



Os turbiditos arenosos mais finos desenvolvem-se pela diluição das correntes turbidíticas arenosas de alta densidade, como pode ser observado em algumas camadas onde estas fácies finas se desenvolvem, transicionalmente, no topo dos turbiditos de grão mais grosso.

silticos, siltitos e paraconglomerados de matriz lamosa (também chamados de lamitos seixosos ou diamictitos). Na maior parte estes depósitos estão remobilizados, reconhecendo-se depósitos de *slump*, com folhelhos e siltitos com feições de escorregamento, e depósitos de paraconglomerados lamosos gerados por *debris flows*, configurando depósitos caóticos com dezenas de metros de espessura.

• 1 - fácies de folhelhos cinza-escuros e siltitos blocosos

Os folhelhos são cinza-escuros ou pretos, apresentam boa fissilidade quando ainda *in situ*, porém geralmente apresentam-se quebradiços, pela deformação imposta por *slump*, quando estão bastante brechados, e por vezes mostram microfalhamentos e dobras (figs. 28 e 29). Possuem níveis ricos em fragmentos de vegetais oriundos do continente, escamas de peixes, grandes conchas e conchas de gastrópodos (fig. 30). Estes pelitos são difíceis para datação, pois são normalmente estéreis para nanofósseis e foraminíferos. Isto se deve, possivelmente, ao grande aporte sedimentar de siliciclásticos nesta região. Nesse contexto parece ocorrer a diluição do conteúdo destes fósseis marinhos em meio ao grande volume terrígeno. Acredita-se que este conteúdo já seja originalmente baixo, pois esse ambiente é bastante instável, com o *canyon* atuando como uma zona de passagem de sedimentos.

Geralmente os pelitos apresentam baixo grau de bioturbação, mas, localmente, estão muito bioturbados, sobretudo quando há um maior teor de areia intercalada aos folhelhos. A icnodiversidade é baixa, dominando formas simples com escavações horizontais (*Planolites*), o que sugere algum *stress* ambiental, oriundo, possivelmente, da variação de salinidade ambiental, devido à chegada de grandes massas de água doce trazidas pelas cheias fluviais até as cabeceiras estuarinas do *canyon* e/ou devido à grande taxa de deposição e enorme volume de finos suspensos nas águas no interior do *canyon*. Em alguns intervalos foram observados traços de pastagem geométricos (fig. 31).



Figura 27

Escavação de *Ophiomorpha* no topo de turbidito de grão grosso. Note a parede lineada da escavação, feita para dar sustentação às paredes da moradia. Períodos com maior circulação de correntes no fundo do *canyon* propiciaram uma situação ideal para estes organismos sobreviverem.

Figure 27

Ophiomorpha burrow at the top of a coarse grained turbidite. Note the lined wall built to provide support to the animal's house. Periods with more current circulation at the canyon bottom have created the ideal conditions for these organisms to survive.

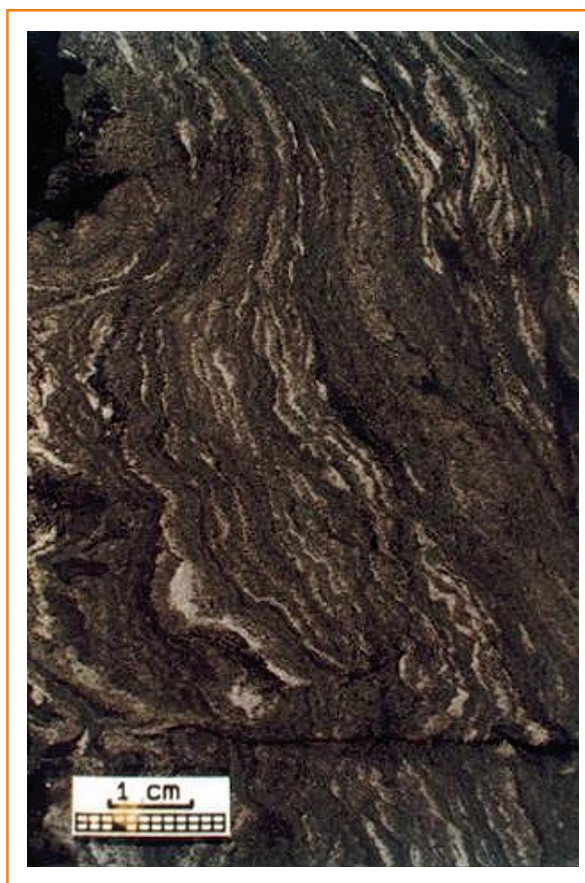


Figura 28

Prováveis sedimentos de prodelta escorregados (*slump*), caracterizados por folhelhos silticos, micáceos, com *sand streaks* e fragmentos de vegetais superiores. A laminação, com alto ângulo de mergulho e por vezes dobras, caracteriza estas fácies de *slump*.

Figure 28

Probable prodelta slumped sediments, characterized by siltic, micaceous shale, with *sand streaks* and plant fragments. The lamination with a high dip angle and sometimes with the presence of folds characterizes these *slump* facies.

Figura 29

Microfalhas desenvolvidas pela deformação por *slump* em prováveis sedimentos de prodelta escorregados.

Figure 29

Microfaults developed by the deformation caused by slumping in probable prodeltaic sediments.

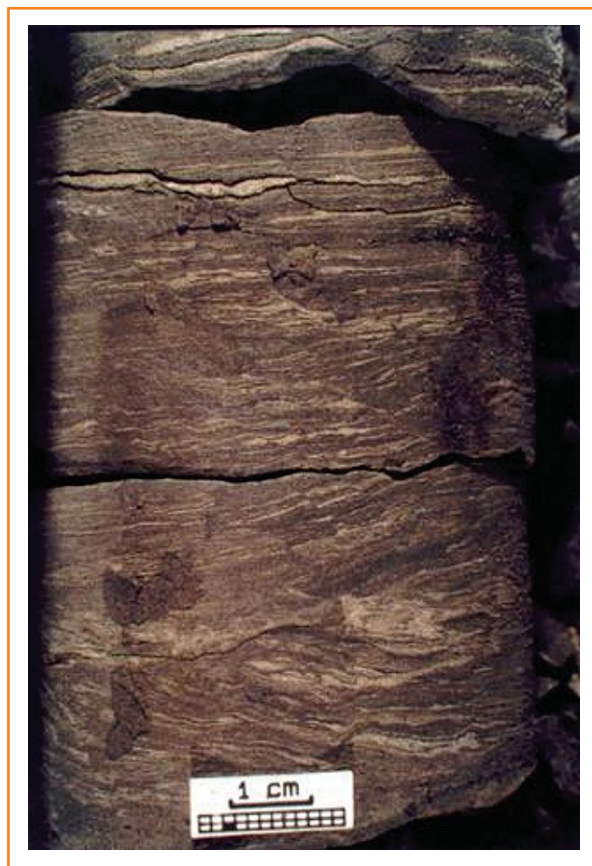


Figura 31 - Traço de pastagem geométrico (seta), desenvolvido em prováveis fácies de lamias prodeltaicas que preenchem o canyon.

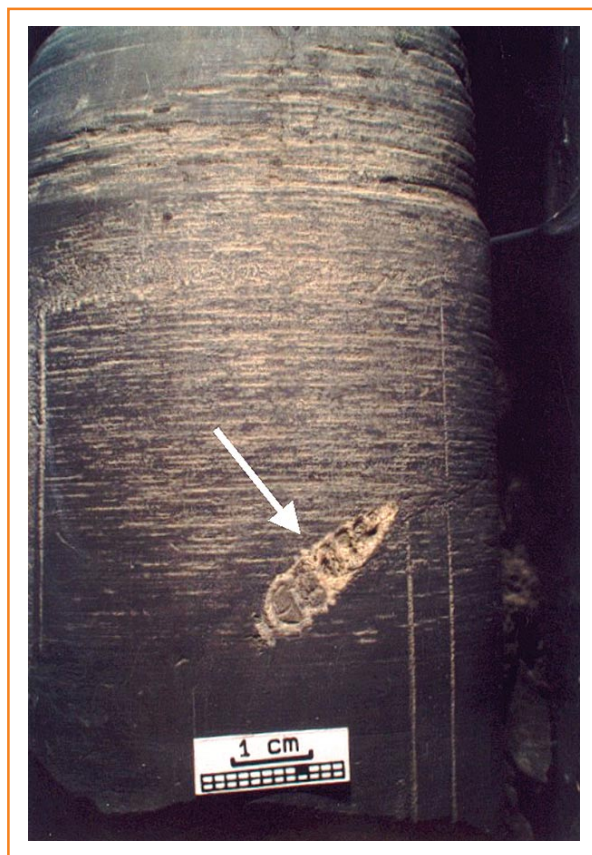
Figure 31 - Geometric grazing trace (arrow) developed in probable prodeltaic muds that filled the canyon.

Figura 30

Concha de gastrópode (seta) em sedimentos de prodelta levemente escorregados (*slump*). A ocorrência de macrofósseis nestas fácies lamosas é relativamente rara.

Figure 30

Gastropode shell (arrow) in slightly slumped prodelta sediments. The occurrence of macrofossils in these muddy facies is relatively rare.



Os siltitos estão associados aos folhelhos, sendo geralmente maciços, blocosos, de cor cinza-claro, localmente com fragmentos vegetais.

- **fácies de fluxos de detritos lamosos**

Os depósitos de *debris flows* (fluxos de detritos) são caracterizados por paraconglomerados de matriz lamosa, com teor variável de areia (fig. 32). Ocorrem tanto lamitos seixosos, pretos a cinza-escuro, com matriz argilosa e seixos de embasamento dispersos, como paraconglomerados de matriz lamosa rica em areia, com seixos de embasamento e clastos de pelitos.

- **deposição dos pelitos e sua remobilização no canyon**

O registro sedimentar dos sedimentos argilosos conta duas fases da história deste *canyon*: as etapas de acumulação dos finos e a de remobilização destes sedimentos talude abaixo, ao longo do talvegu do *canyon*.

A acumulação dos finos está relacionada às fases de menor energia do sistema, quando o sis-

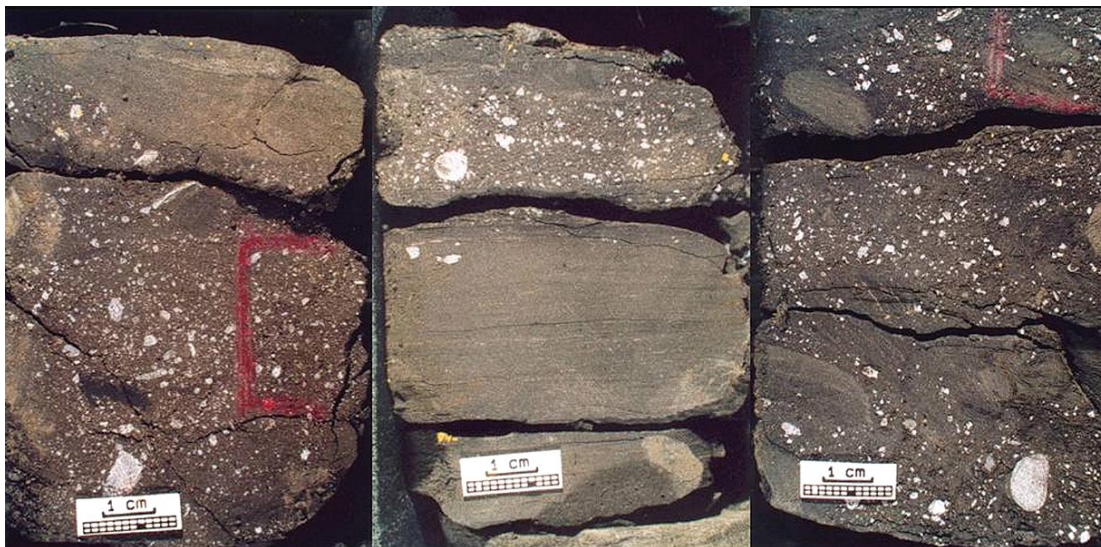


Figura 32 - Paraconglomerados de matriz lamosa-arenosa, ricos em clastos do embasamento e intraclastos pelíticos. Juntamente com os pelitos escorregados (*slumps*) estes depósitos de *debris flows* constituem as fácies caóticas que possuem a maior espessura na seção testemunhada na área emergsa da Bacia de Almada.

Figure 32 - Paraconglomerates with a muddy-sandy matrix, rich in basement clasts and pelitic intraclasts. Together with slumped shales these debrites constitute the chaotic deposits, which are the thickest component of the cored sections sampled from the emerged area of the Almada Basin.

tema flúvio-deltaico-estuarino recebia descargas normais, desenvolvendo, possivelmente, *bayhead deltas* nas partes apicais do estuário, que avançavam para o interior do *canyon*. A sedimentação arenosa era então restrita às porções proximais do sistema, e os finos em suspensão decantavam na região prodeltaica ou eram levados adiante, para o ambiente marinho, através das correntes de baixa energia atuantes no *canyon* e pela agitação imposta pelas correntes de marés e ondas.

Nos períodos de energia um tanto maior depositaram-se delgadas camadas de turbiditos de grão fino, gradados e laminados, intercalados aos pelitos, sugerindo a chegada de correntes hiperpicnais diluídas num contexto de talude prodeltaico, onde cheias do sistema fluvial disparavam estas descargas hiperpicnais de pequeno volume e energia. A presença comum de fragmentos de vegetais superiores nos pelitos é também um registro destes eventos de cheia, quando parte do sedimento e da vegetação presentes nas planícies de inundação do sistema fluvial e no plano deltaico eram incorporados ao fluxo anormal do

rio, que extravasava seu canal, invadindo e erodindo áreas normalmente protegidas de correntes mais enérgicas.

O desenvolvimento dos pacotes caóticos neste *canyon* deveu-se, provavelmente, ao acúmulo de grandes espessuras destes sedimentos finos, plásticos, ricos em água, sobre o substrato inclinado do talvegue. A reativação de algumas falhas durante a evolução da feição erosiva pode ter contribuído para a instabilização dessas massas de sedimento.

Os pacotes de turbiditos hiperpicnais de alta energia registram a chegada de sedimento grosso areno-conglomerático ao *canyon*, em eventos de cheias mais possantes que aqueles registrados pela sedimentação pelítica e seus delgados turbiditos finos associados. Parte destes turbiditos e dos pelitos amostrados pelos testemunhos pode ser fácies laterais, gerada durante o extravasamento (*overbank*) destes fluxos turbidíticos canalizados de maior energia. Todavia, esta relação não foi possível ser constatada com o estudo dos testemunhos e dos afloramentos.

petrografia dos arenitos e conglomerados

O estudo petrológico detalhado dos arenitos e conglomerados da Formação Urucutuca, amostrados pelos testemunhos nas três sondagens, foi realizado como parte da dissertação de mestrado (em andamento) da geóloga Cândida Menezes, orientada pelo professor Pedro de Cesero, da UERJ. Este trabalho compreendeu o estudo petrográfico de proveniência e diagênese destes reservatórios siliciclásticos.

As amostras de arenitos e conglomerados foram separadas em três classes granulométricas: arenitos grossos e conglomerados; arenitos médios; e arenitos finos a muito finos. Estas foram caracterizadas quanto à sua composição detrítica, porosidade e evolução diagenética.

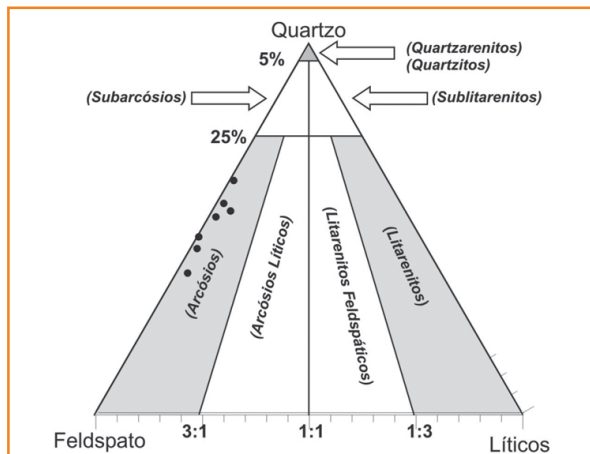
Quanto à composição, estas rochas são arcóicas, sendo os k-feldspatos, quartzo monocristalino, fragmentos de rochas plutônicas e gnáissicas os seus principais constituintes (fig. 33). A proveniência destas rochas corresponde ao ambiente de embasamento soerguido, na classificação de Dickinson. Neste ambiente, as principais fontes de material sedimentar para a Formação Urucutuca foram as rochas graníticas alcalinas, sem metamorfismo nem deformação, da Suíte Intrusiva Itabuna. Esta área-fonte provavelmente apresentava um relevo bastante elevado nas proximidades da bacia de deposição, o que possibilitou a preservação de alguns fragmentos bastante instáveis sob condições intempéricas.

Figura 33

Diagrama triangular com a plotagem dos pontos de composição lida em lâmina delgada dos arenitos da Formação Urucutuca, testemunhados no Canyon de Almada.

Figure 33

Triangular diagram displaying the composition read in thin sections from cores of the Urucutuca Formation sandstones in the Almada Canyon.



Os processos diagenéticos de substituição e dissolução modificaram a composição original das rochas da Formação Urucutuca. Houve perda principalmente no conteúdo de feldspatos, fragmentos líticos finos, minerais acessórios e bioclastos. Entretanto, as modificações diagenéticas não foram suficientemente fortes para alterar significativamente a razão quartzo/feldspato e, conseqüentemente, a classificação composicional arcóica original. A intensidade da diagênese foi controlada fortemente pelo teor de matriz e, logo, pela porosidade das rochas.

Os principais constituintes diagenéticos dos arenitos e conglomerados são a anidrita, a dolomita (fig. 34) e a calcita, que foram formados precocemente nos poros. A partir da precipitação inicial de um destes componentes, os arenitos desenvolveram sete paragêneses distintas. A variação na composição das paragêneses foi controlada pela proporção de mistura da água do mar e da água meteórica, possivelmente dentro do ambiente estuarino estabelecido na região das cabeceiras do canyon.

Posteriormente, houve um soerguimento da porção proximal da Bacia, que expôs estas rochas a processos de telodiagênese continental, que geraram a dissolução parcial dos feldspatos (fig. 35), minerais pesados, bioclastos e fragmentos líticos finos e a precipitação de caulinita nos

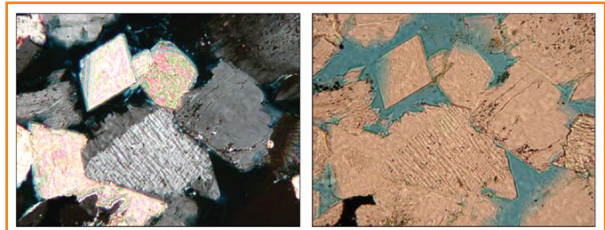


Figura 34 - Esquerda: cristais de anidrita em contato com feldspato (40x - LP). Direita: mesma tomada, mostrando a porosidade da rocha em azul (40x - LN). A dolomita é o principal cimento nos arenitos e conglomerados e frequentemente substitui os feldspatos.

Figure 34 - Left: anidrite crystals in contact with feldspar (40x - LP). Right: the same view, showing the porosity of the rock in blue (40x - LN). Dolomite is the main cement present in sandstones and conglomerates and frequently replaces feldspars.

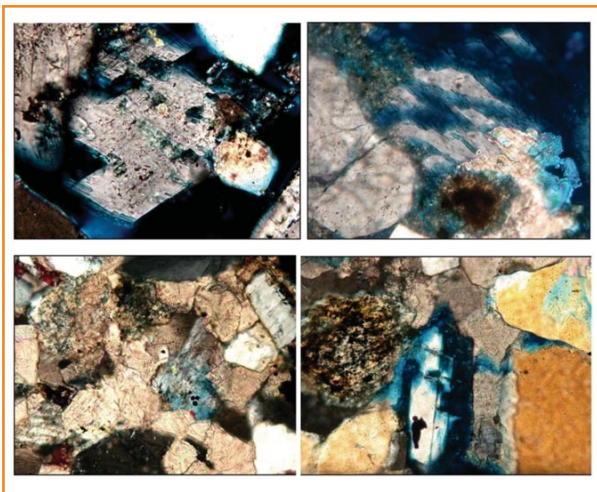


Figura 35 - Grãos de feldspato com dissolução parcial e desenvolvimento de porosidade secundária (20x – LP). Esta dissolução pode propiciar boa qualidade permoporosa para estes reservatórios.

Figure 35 - Feldspar grains with partial dissolution and development of secondary porosity (20x – LP). This dissolution can bring about a good permeability and porosity quality for these reservoirs.

poros. A cimentação precoce, aliada a uma fábrica de composição muito resistente, ajudou a evitar a perda de porosidade durante o soterramento. A cimentação não fechou por completo os poros das rochas, e foi seguida por um evento importante de geração de porosidade secundária. Estes fatores combinados conferem aos depósitos siliciclásticos da Formação Urucutuca um bom potencial para reservatórios.

conclusões

O Canyon de Almada desenvolveu-se em resposta a movimentações de antigas falhas do embasamento durante o Cretáceo, gerando zonas de fraqueza que condicionaram a erosão subaérea e submarina e a captação de sistemas fluviais. Estes sistemas de falha atuaram predominantemente como sistemas transcorrentes durante a fase rifte e no Albiano, ativadas em função de fases compressivas N-S e E-W. Já para a época de deposição da Formação Urucutuca, os falhamentos foram reativados como falhas normais, gerando um gráben alongado que controlou o canyon.

Este conduto submarino se propagava desde o continente, onde possivelmente condicionava um estuário entre montanhas, até a parte profunda da bacia. A região estuarina recebia descargas fluviais de baixa energia, que marcavam a sedimentação “normal” do sistema, e descargas de cheias com energia extremamente elevada, quando o sistema fluvial disparava correntes de turbidez hiperpicnais. Nos estágios de sedimentação normal do sistema, controlados por períodos de chuvas normais, desenvolvia-se o sistema flúvio-deltaico-estuarino, com a fração arenosa sendo restrita à porção proximal da bacia, nas proximidades das cabeceiras do canyon. Nos períodos de chuvas catastróficas, com grandes volumes de precipitação num curto período de tempo, as cabeceiras estuarinas do canyon recebiam estas *flash floods* vindas das montanhas circundantes, disparando fluxos turbidíticos canyon (fig. 36). O controle destas chuvas é possivelmente condicionado por ciclos climáticos de alta frequência (milhares de anos).

A área montanhosa circundante possuía uma topografia elevada que propiciava a grande aceleração das torrentes fluviais nas encostas, o que contribuía para gerar fluxos de alta velocidade, capazes de incorporar muito sedimento e elevar a densidade da corrente que adentrava a bacia pelo estuário. A existência desta área-fonte elevada é sugerida por evidências de diferentes métodos geológicos, tais como:

- presença de grandes fragmentos do embasamento nos conglomerados;
- preservação de fragmentos líticos bastante instáveis;
- contexto compressivo/transpressivo atuante nesta região logo antes da implantação da sedimentação Urucutuca;
- dados de traços de fissão de apatita (Valeriano *et al.* 2004) que sugerem uma fase de soerguimento importante, cuja idade (Campaniano-Maastrichtiano) é coincidente com a idade dos turbiditos.

Depósitos anteriormente considerados como *levees* são aqui re-interpretados como depósitos costeiros, dominados pela ação das marés, em função das fácies e das geometrias presentes.

Figura 36

Esquema de preenchimento do Canyon de Almada: (a) sedimentação normal do “dia-a-dia” de um sistema flúvio-estuarino que é eventualmente pontuada (b) por fluxos de massa – escorregamentos e fluxos de detritos. Este padrão de sedimentação é radicalmente quebrado (c) quando grandes cheias fluviais aportam no estuário, erodindo e destruindo o “delta normal” e despejando um enorme volume de sedimentos ao longo do canyon, através de correntes de turbidez de alta energia.

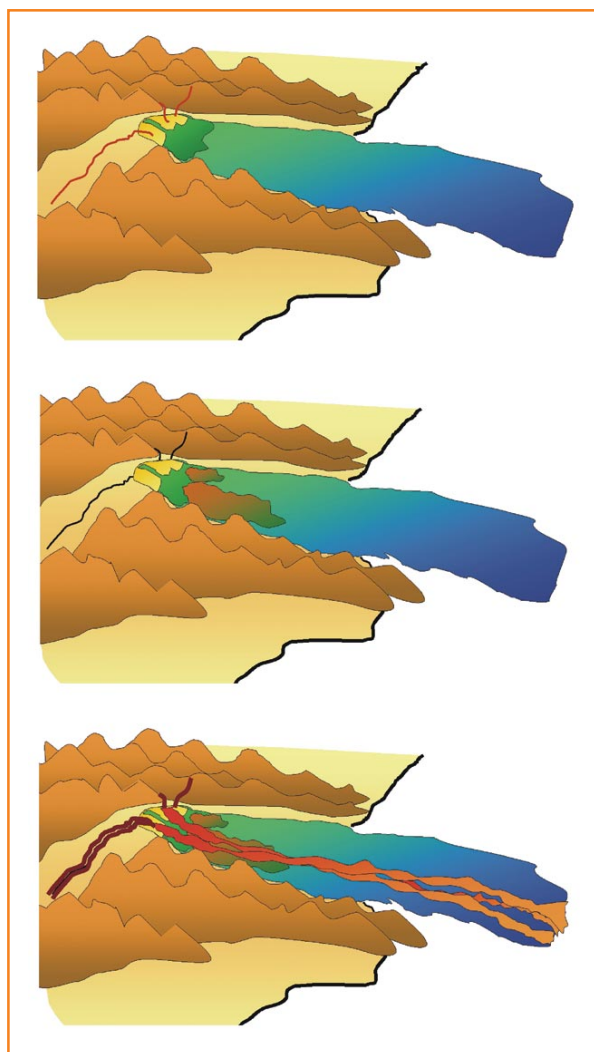


Figure 36

Depositional model scheme of the Almada Canyon: (a) normal sedimentation of the daily life of a fluvio-estuarine system that is occasionally interrupted by (b) mass flows – slumps and debris flows. This sedimentation pattern is radically broken (c) when huge fluvial floods take place, arriving at the estuary, eroding and destroying the “normal delta” and discharging a great volume of sediments along the canyon through high energy turbidity currents.

O contexto deposicional é bastante raso na porção oeste do canyon (cabeceira), e a seção torna-se progressivamente mais profunda para leste, onde ocorrem turbiditos hiperpicnais canalizados, associados a depósitos de *slumps* e *debris flows*. As cheias fluviais levaram ao desenvolvimento de turbiditos mergulho abaixo, como aqueles amostrados pelo poço 1-BAS-36. Estes reservatórios mostram uma forte cimentação carbonática nos testemunhos sacados na parte emersa da bacia, mas a possível relação destes cimentos com a mistura de águas no contexto estuarino das cabeceiras do canyon e a existência de etapas de dissolução dos cimentos e de parte do arcabouço podem ter permitido o desenvolvimento de fácies com melhor qualidade permoporosa na parte *offshore* da bacia, na parte intermediária e distal deste canyon submarino e sua desembocadura.

agradecimentos

À Petrobras pela oportunidade de realizar e publicar este estudo, e, em particular, pelo apoio gerencial, aos geólogos Edison J. Milani, Edmundo J. J. Marques, Mário Carminatti, Sergio Michelucci, Ciro Jorge Appi, Sylvia dos Anjos e João Cláudio J. Conceição.

As discussões com diversos colegas contribuíram para este projeto: Hamilton Duncan Rangel, Luiz Carlos Chaves Novais, Eduardo J. De Maman, Carlos H. L. Bruhn e diversos colegas das unidades da Bahia e Espírito Santo.

A Geraldo Magela e Rozendo Carvalho pela manutenção dos testemunhos e a Gustavo Antunes Pimentel pela colaboração na sua descrição.

Aos professores doutores Carlos Alberto Dias, da UENF, coordenador geral deste projeto, e Antonio Thomaz Filho, coordenador pela UERJ.

referências bibliográficas

BRUHN, C. H. L. **Canyon-filling, turbidite channel-levee complexes from the lower maastrichtian Urucutuca Formation, Almada Basin**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P. GERER. GECAR, 1999. Relatório interno. Mobil/Unocal Field Trip Almada Basin, Bahia State, Northeastern Brazil.

_____; MORAES, M. A. S. Turbiditos da Formação Urucutuca na Bacia de Almada, Bahia: um laboratório de campo para estudo de reservatórios canalizados. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 3, n. 3, p. 235-267, 1989.

CARVALHO, K.W.B. Geologia da Bacia Sedimentar do Rio Almada. **Boletim Técnico da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 5-55, jan./mar. 1965.

CEIA, M. A. R.; CARRASQUILLA, A. A. G.; TRAVASSOS, J. M. Georadar (GPR) no Afloramento da Bacia de Almada, BA. In: DIAS, C. A. (Ed.). **Turbiditos da Bacia de Almada/Bahia**: pesquisas geológicas e geofísicas. Macaé: UENF. 2004. p.70-89.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos**

cos do Brasil: Itabuna. Folha SD.24-Y-B-VI. Estado da Bahia. Escala 1:100000. Brasília, DF, 1997. 276 p.

DALY, R. A. Origin of submarine canyons. **American Journal of Science**, New Haven, Conn., v. 31, p. 401-420, 1936. 5th ser.

D'AVILA, R. F.; SOUZA CRUZ, C. E.; FERREIRA, E. A. Reinterpretação do Canyon de Almada. In: SIMPÓSIO DE SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA: APLICAÇÃO DOS ESTUDOS DE ROCHA NAS ÁREAS DE EXPLORAÇÃO E DESENVOLVIMENTO DA PRODUÇÃO, 1., 2002, Vitória. **Resumos do...** Rio de Janeiro: PETROBRAS. RH. UC, 2002.

D'AVILA, R. S. F.; SOUZA CRUZ, C. E.; OLIVEIRA FILHO, J. S.; JESUS, C. M.; CESERO, P.; DIAS FILHO, D. C.; LIMA, C. C.; QUEIROZ, C. L.; SANTOS, S. F.; FERREIRA, E. A. Fácies e modelo deposicional do Canyon de Almada, BA. In: DIAS, C. A. (Ed.). **Turbiditos da Bacia de Almada/Bahia:** pesquisas geológicas e geofísicas. Macaé, UENF. 2004. p. 41-69.

FERREIRA, E. A. **Evolução Tectono-Sedimentar das fases pré-rift e rift da Bacia do Rio Almada, Estado da Bahia, Brasil.** Rio de Janeiro: UERJ, 2003. Dissertação (Mestrado).

HEEZEN, B. C.; MENZIES, R. J.; SCHNEIDER, E. D.; EWING, W. M.; GRANELLI, N. C. L. Congo submarine canyon. In: WHITAKER, J. H. (Ed.). **Submarine canyons and deep-sea fans:** modern and ancient. Stroudsburg, Pa.: Dowden, Hutchinson and Ross, 1976. p. 43-59.

J. NETTO, A. S. J.; SANCHES, C. P. Roteiro Geológico da Bacia de Almada, Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 21, n. 2, p. 186-198. 1991.

LIMA, C. C. **Expressions topographiques et structurales de l'état de compression généralisée au sein de plaque sud-américaine.** Rennes: Université de Rennes I, 1999. 369 p. Tese (Doutorado).

LIMA, C.; LIMA NETO, F. F.; QUEIROZ, C. L.; ALMEIDA, C. G.; RODRIGUES, A. R.; GAMA, A. V. S.; BRAGANÇA, R. S. N. Intraplate compression across South America: a key element for basement-involved Meso-Cenozoic tectonics of Brazilian mar-

ginal basins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA, 8., 2001, Rio de Janeiro. **[Trabalhos apresentados]**. [S.l.: s.n.], 2001.

MENDES, M. P. **Evolução, análise estratigráfica e sistemas deposicionais turbidíticos em paleocânions submarinos:** exemplos de Regência (ES) e Almada (BA). Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1998. 229 f. Dissertação (Mestrado).

MILLIMAN, J. D.; SYVITSKI, J. P. M. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. **Journal of Geology**, Chicago, v. 100, p. 525-544. 1992.

MULDER, T.; SYVITSKI, J. P. M. Turbidity currents at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. **Journal of Geology**, Chicago, v. 103, p. 285-299. 1995.

_____; _____.; MIGEON, S.; FAUGÉRES, J. C.; SAVOYE, B. Marine hiperpicnal flows: initiation, behavior and related deposits. **Marine and Petroleum Geology**, Amsterdam, v.20, n. 6/8, p. 861-882, jun./sept. 2003.

MUTTI, E.; DAVOLI, G.; TINTERRI, R.; ZAVALA, C. The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. **Memorie di Scienze Geologiche**, Itália, v. 48, p. 233-291. 1996.

_____.; TINTERRI, R.; BENEVELLI, G.; ANGELLA, S.; DI BIASE, D.; CAVANNA, G. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. **Marine and Petroleum Geology**, Amsterdam, v. 20, n. 6, p. 733-755. jun. 2003.

_____.; _____.; REMACHA, E.; MAVILLA, N.; ANGELLA, S.; FAVA, L. **An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective.** Tulsa, Okla.: American Association of Petroleum Geologists, 1999. p. 93. (American Association of Petroleum Geologists. Continuing Education Course Note, 39).

NORMARK, W. R.; PIPER, D. J. W. Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. In: OSBORNE, R. H. (ed.).

From shoreline to Abyss: Contributions in Marine Geology in Honor of Francis Parker Shepard. Tulsa, Okla.: Society for Sedimentary Geology, 1991. p. 207 - 230.

PICHA, F. Ancient Submarine Canyons of tethyan Continental Margins, Czechoslovakia. **American Association of Petroleum Geologists. Bulletin.** Tulsa, Okla., v. 63, n. 1 , p.67-86, 1979.

PLINK-BJÖRKLUND, P.; STEEL, R. J. Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites. **Sedimentary Geology,** Amsterdam, v.165, n. ½, p. 29–52, mar. 2004.

SHEPARD, F. P. Canyons beneath the seas. **Scientific Monthly,** Amsterdam, v.37, p. 31-39, 1933.

_____. Submarine canyons: Multiple causes and long-time persistence. **American Association of Petroleum Geologists. Bulletin.** Tulsa, Okla., v. 65, p.1062-1077. 1981.

_____.; EMERY, K. O. Congo submarine canyon and fan valley. **American Association of Petroleum Geologists. Bulletin.** Tulsa, Okla., v. 57, p.1679-1691. 1973

SPENCER, J. W. Submarine valleys off the American coasts and in the North Atlantic: **Geological Society America Bulletin,** Boulder, Colo., v.14, p. 207-226. 1903.

T. NETTO, A. S.; FILHO W., J. R. ; FEIJÓ, F. J. Bacias de Jacuípe, Camamu e Almada. **Boletim de Geociências da Petrobras,** Rio de Janeiro, v. 8, n.1, p. 173-184. 1994.

VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J. C. H; M. NETTO, A.; TUPINAMBÁ, M.; MENEZES, P. T. L.; MANÉ, M. A.; QUEIROZ, C. L.; LIMA, C. C.; SILVA, L. G. E.; FACURI, F.; DOURADO, F.; A. NETTO, P. R. Geologia e geofísica regionais da porção emersa da Bacia de Almada, BA. In: DIAS, C. A. (Ed.). **Turbiditos da Bacia de Almada/Bahia:** pesquisas geológicas e geofísicas. Macaé: UENF, 2004 p. 3-37.

WEGENER, A. **The origin of continents and oceans.** New York: Dutton, 1924. 212 p.

expanded abstract

In the continental portion of the Almada Basin outcrops of canyon filling deposits are represented by turbidite channels and associated facies from Urucutuca Formation. The canyon - semi-exhumated - eroded basement and pre-Cenomanian sedimentary rocks. The field study of the outcropping and cores obtained in adjacent perforations lead to the understanding of the facies and processes that controlled the deposition of these channelized turbidites that can be compared to the reservoirs of many oil fields in Brazil. The prolongation of this canyon to offshore is well observed in seismic sections. The Almada canyon is a submarine conduct of tectonic origin that was enlarged by the repeated passing of turbidity currents. During the rift phase and the Albian period, compressive events reactivated old NE and NW faults in the basement as transcurrent fault systems. The continuation of these stresses, from the Cenomanian to the Maastrichtian periods, developed normal faults that controlled a submarine canyon that connected the continent, where an estuary was formed between the mountains, to the deep region of the basin. The estuarine region received low energy fluvial discharges, which characterized the "normal" sedimentation of the system and also discharges of extremely high energy, when the fluvial system formed hyperpicnal turbidity currents. In the normal sedimentation stages of the system, controlled by average rain periods, the fluvio-deltaic-estuarine system was developed, with the sandy fraction restricted to the proximal portion of the basin, in the proximities of the canyon head. During the turbiditic sedimentation stages the Almada Canyon received a large mass of sediments brought by many catastrophic fluvial floods originated from the surrounding mountains. In these events, characterized by extremely heavy rains, a large volume of precipitation took place during a short period of time, thus floods were developed that may have lasted for many days. These periods of "normal" rains alternated with "catastrophic" rains were possibly conditioned by high frequency climatic cycles (thousands of years). The hyperpicnal flows originated from fluvial floods evolved as turbidity currents, thus causing erosion of the substrate and carrying a large volume of sediments into the basin. Hyperpicnal turbidity currents can develop long lived systems that deposit their load far beyond the typical depositional zones of normal fluvio-deltaic systems (mouth bars and deltaic front lobes),

carrying their sediments to deeper regions of the basin, to the platform or slope (ramp) regions. These turbidites are characterized by the widespread presence of tractive facies, with energy oscillations marked by coarser intervals ("flood peaks"), the amalgamation of the sandy packages, the recurrence of flows in relatively short intervals indicated by load and flame structures, subangular and angular quartz and feldspar grains, little or not reworked, as well as the presence of coal and plant fragments.

Deposits that were previously considered as levees have been reinterpreted herein as relatively shallow water coastal deposits, reworked by tidal action, as indicated by facies, ichnofacies and the geometric relationship of the beds, as well as by the shallow context indicated by the paleontological analysis of foraminifers and palynomorphs. These tide influenced shallow water deposits are well characterized in the western portion of the canyon (head). The section then becomes progressively deeper to the east, where channelized hyperpicnal turbidites occur. A part of the currents load has been deposited in the canyon, filling turbiditic channels with conglomerates and sandstones. In a deep direction, these turbiditic channels can be traced to the offshore part of the basin, where they have been sampled by oil wells and present a typical channelized geometry in seismic sections. In deeper portions of the canyon these turbidites of moderate to high efficiency are intercalated with slumps and debris flows. These chaotic deposits were formed by the resedimentation of prodeltaic pelites of the "normal" sedimentation phases or by thin deposits of low density turbid plumes associated to turbiditic flows. The surrounding mountain area probably had an elevated topography that allowed a big acceleration of the fluvial torrents over the slopes. This has contributed to generate high velocity flows that were capable of incorporating a lot of sediment, increasing the density of the current that entered the basin through the estuary. The existence of this nearby elevated source-area is suggested by evidences of different geological methods, such as: 1) presence of large fragments of the basement in the conglomerates; 2) preservation of quite unstable lithic fragments; 3) compressive / transpressive context acting in this region right before the implantation of Urucutuca Formation's sedimentation; 4) apatite fission track data that suggest an important uplift phase, whose age (Campanian-Maastrichtian) matches the age of turbidites. These reservoirs show a strong carbonate cementation by

dolomite and calcite in the samples of the cores cut from the emerged part of the basin. There is a possible relationship of these cements with the mix of fresh and marine waters in the estuarine context of the canyon heads. This cementation resulted in bad quality sandstone and conglomerate reservoirs, with low porosities and permeabilities. Nevertheless, the sandstones and conglomerates have presented dissolution of grains, mainly feldspars and bioclasts, that may have allowed the development of facies with a better permo-porous quality in the intermediate, distal and mouth deposits of this submarine canyon, located in the offshore part of the basin.

autor author



Roberto Salvador Francisco d'Avila

Unidade de Negócio de Exploração

Ativo de Exploração Santos / Pólo Sul

e-mail: rdavila@petrobras.com.br

Nascido em 1964, em Porto Alegre, RS, formado em Geologia pela UFRGS em 1985, ingressou na Petrobras em 1986. Trabalhou no acompanhamento geológico da Bacia de Campos e nos laboratórios de geologia das bacias de Campos e Espírito Santo. Concluiu Mestrado em Estratigrafia em 1999, estudando afloramentos de turbiditos do Grupo Itararé, Bacia do Paraná, orientado por Rodí Ávila Medeiros.

Gerente do Laboratório de Geologia no Espírito Santo entre 1996 e 1999. Lotado desde 2000 na sede da Petrobras, na Gerência de Tecnologia de Sistemas Petrolíferos e, desde 2002, na Interpretação da Bacia de Santos, onde contribui com estudos estratigráficos e sedimentológicos para locações exploratórias. Sua experiência com rochas decorre de estudos de afloramentos de sistemas siliciclásticos e, em subsuperfície, da análise de depósitos marinhos e sistemas turbidíticos das bacias de Campos, Santos e Espírito Santo.

No momento, finaliza o Doutorado em Estratigrafia de Turbiditos e Fácies Associadas do Grupo Itararé, na Bacia do Paraná, pela Unisinos.