ARENITOS LAPA-VILA VELHA: UM MODELO DE TRATO DE SISTEMAS SUBAQUOSOS CANAL-LOBOS SOB INFLUÊNCIA GLACIAL, GRUPO ITARARÉ (C-P), BACIA DO PARANÁ

ALMÉRIO BARROS FRANÇA*, WILSON RUBEM WINTER* & MARIO LUÍS ASSINE**

ABSTRACT LARA-VILA VELHA SANDSTONES: GLACIAL SUBAQUEOUS CHANNEL-LOBES SYSTEM TRACTS, IARARÉ GROUP (C-P), PARANÁ BASIN, BRAZIL The Lapa and Vila Velha sandstones (Itararé Group) crop out in the eastern border of the Paraná basin in an area about 7,500 km² in Paraná State, southern Brazil. The morphology of the Lapa Sandstones is linear extending for 65km, its about 800m wide and bounded by diamictites, rhythmites, and shales of the Lagoa Azul Fm. The Lapa sandstones are herein interpreted as subaqueous channel-filling. The Vila Velha sandstones occur as subhorizontal plateaus overlying shales of the Lagoa Azul Fm. They are herein interpreted as shallow subaqueous lobes.

Ten sedimentary facies were identified: four of them are made up of sandstones, three are conglomerates, and three are composed of shales and diamictites. The sandstones and conglomerates, the main subject of this work, were deposited by high-to-very high-sediment gravity flows issued from glaciers. There are, however, evidence of hydrodynamic flows suggesting a shallow depositional environment where both, gravitational and hydrodynamic mechanisms/processes, were present stacking a complex conglomerate-sandstone package, not yet well understood. The channel was developed as an incised valley during lowstand sea level, when shales and diamictites of the Lagoa Azul Fm were exposed and partially eroded. A sequence boundary was then created. The lobe deposition, as well as the channel filling comprise, respectively, the late lowstand and transgressive systems tract. Seismic surveys and oil well data show the presence of such channels as deep as 3,000 m. One of them was drilled and had gas and condensate subcommercial flows in drill stem tests.

Keywords: Itararé Group, Sediment Gravity Flows, Gondwana Glaciation, Sequence Stratigraphy, Incised Valleys, Subaqueous Lobes.

RESUMO Os Arenitos Lapa e Vila Velha (Grupo Itararé) afloram na borda leste da bacia do Paraná, em uma área aproximada de 7.500 km². Os Arenitos Lapa possuem morfologia linear por uma extensão de 100 km, largura média de 800 m e estão encaixados em diamictitos, ritmitos e folhelhos da Fm Lagoa Azul. São interpretados como preenchimento de canal. Os Arenitos Vila Velha ocorrem sob a forma de platôs subhorizontalizados sobrepostos à folhelhos da Fm Lagoa Azul e são interpretados como lobos subaquosos rasos.

Medidas de paleocorrentes indicam transporte sedimentar de sul para norte, coincidente com a direção geral da movimentação de geleiras na área.

Foram caracterizadas dez fácies sedimentares, sendo quatro compostas por arenitos, três por conglomerados e três por folhelhos e diamictitos. Os arenitos e conglomerados, objetivo principal deste trabalho, são interpretados como produtos de fluxos gravitacionais de alta a altíssima densidade, emanados da base de geleiras. Entretanto, há evidências de influência de correntes hidrodinâmicas, sugerindo ambiente deposicional raso, onde mecanismos de transporte e processos sedimentares associados a fluxos gravitacionais e hidrodinâmicos se alternavam. Como resultado, foi empilhado um pacote areno-conglomerático complexo e ainda pouco entendido.

A escavação do canal ocorreu num trato de mar baixo, provavelmente como um vale inciso durante rebaixamento do nível do mar, originando um limite de seqüências na Fm. Lagoa Azul. A deposição dos lobos e o preenchimento do canal representam o trato de mar baixo e transgressivo, respectivamente.

Levantamentos sísmicos, além de dados de poços para petróleo, constataram a presença de canais no mesmo horizonte estratigráfico, em profundidades que atingem até 3.000m. Em um deles houve produção subcomercial de gás e condensado em testes de formação.

Palavras-chave: Grupo Itararé, Fluxos Gravitacionais de Sedimentos, Glaciação Gonduânica, Estratigrafia de Seqüências, Vales Incisos, Lobos Subaquosos.

Dedicamos este artigo à memória de Rob Ferreira Daemon, que passou grande parte de sua vida estudando a Bacia do Paraná.

INTRODUÇÃO O arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé da Bacia do Paraná é marcado por expressivas variações faciológicas. Diamictitos constituem as litologias típicas da unidade, sendo freqüentes feições de deformação sin-sedimentar e ressedimentação (fluxo de detritos, deslizamentos e correntes de turbidez).

Espessos pacotes de arenitos finos a grossos ocorrem associados aos diamictitos, constituindo boas rochas-reservatório para petróleo e água subterrânea. Entretanto, poucos trabalhos foram desenvolvidos enfocando especificamente suas características faciológicas e arquitetura deposicional, atributos essenciais para um bem sucedido esforço exploratório.

Exposições significativas destes arenitos existem na faixa de afloramentos do Grupo Itararé no leste do Estado do Paraná. Dentre elas, destacam-se as singulares ocorrências dos

arenitos Lapa e Vila Velha (Fig. 1), que constituem excelentes exemplos da possança dos arenitos, da natureza de suas fácies sedimentares e das particularidades de sua arquitetura estratigráfica.

Embora litologicamente semelhantes e mapeados sob a mesma denominação (Andrade & Soares 1971), os arenitos Lapa e Vila Velha apresentam algumas características morfológicas distintas. O Arenito Lapa, que ocorre da cidade de Lapa para sul, até a divisa com o Estado de Santa Catarina, é um corpo de morfologia linear, alongado na direção norte-sul e encaixado em diamictitos, ritmitos e folhelhos do Grupo Itararé. O Arenito Vila Velha, que forma excelentes exposições na área do Parque Estadual de Vila Velha, Município de Ponta Grossa, ocorre sob a forma de platôs subhorizontais, sobrepondo ritmitos e diamictitos do Grupo Itararé.

* PETROBRÁS/E&P/GEREX/NEXPAR - Rua Pé. Camargo, 285. Curitiba - PR, 80060-240.

** FPR/Departamento de Geologia - CP 19.011 - PR, 81531-990

Figura 1 - Mapa de localização. Geologia modificada de Tommasi & Roncarati (1970) e Andrade & Soares (1971).
Figure 1 - Location map. Geological map modified from Tommasi & Roncarati (1970) and Andrade & Soares (1971).

O Arenito Lapa foi anteriormente interpretado como depósito de preenchimento de canais por Tommasi & Roncarati (1970) e o Vila Velha como depósitos flúvio-glaciais (Maack 1946). São, neste trabalho, reinterpretados como um trato de sistemas deposicionais, onde os primeiros representam o predomínio de canais e os últimos o de lobos subaquosos, num contexto de sedimentação periglacial e/ou glacialmente induzida.

As paleocorrentes, deduzidas a partir do sentido de mergulho das camadas frontais dos estratos cruzados, indicam transporte sedimentar de sul para norte, compatível com o trato deposicional proposto. Tal sentido coincide com a di-

reção média (NI 1°W) de movimentação das geleiras na área, deduzida por Bigarella *et al.* (1967) a partir do estudo de superfícies estriadas nas regiões de Porto Amazonas e Witmarsum.

São objetivos deste trabalho a descrição e interpretação das fácies sedimentares presentes, a discussão do modelo deposicional proposto, a correlação dos dados de superfície com os de subsuperfície e a aplicabilidade dos conceitos desenvolvidos na definição de modelos exploratórios.

ESTRATIGRAFIA A glaciação gondwânica permocarbonífera durou cerca de 60Ma (González 1990). Na Bacia

do Paraná, o registro desta glaciação é o Grupo Itararé, que se depositou do Westphaliano (Carbonífero) ao Artinskiano (Permiano) e cuja espessura máxima alcança cerca de 1200m. Segundo França & Potter (1988), o Grupo compreende quatro formações: Lagoa Azul, Campo Mourão, Taciba e Aquidauana (Fig. 2). Esta subdivisão é operacional em subsuperfície, mas carece ainda de trabalhos de integração com as faixas aflorantes, especialmente sua correlação com a divisão tripartite do Grupo (formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul) proposta por Schneider *et al.* (1974) a partir de mapeamentos de superfície. Trabalhos de correlação estão sendo desenvolvidos, tendo sido alguns resultados preliminares apresentados por Daemon & França (1993).

Na área estudada, a base do Grupo Itararé compreende uma seção de folhelhos de coloração marrom-chocolate (*chocolate red shales* de De Lockzy, 1953), classificada como Formação Campo do Tenente por Schneider *et al.* (1974). Análises palinológicas indicaram posição cronoestratigráfica no Westphaliano, permitindo cronocorrelação com a seção basal do Grupo Itararé em subsuperfície (Formação Lagoa Azul).

O canal onde está embutido o Arenito Lapa seccionaerosivamente folhelhos marrom-chocolate, ritmitos e diamictitos associados, sendo portanto mais novos. Os arenitos e conglomerados que os preenchem correspondem provavelmente à seção basal da Formação Campo Mourão (Fig. 2), mas sua datação não foi possível em função da não constatação de camadas fossilíferas intercaladas.

FÁCIES SEDIMENTARES Nas seções levantadas (Fig. 3) foram caracterizadas dez fácies sedimentares (Fig. 4), cuja nomenclatura foi baseada na simbologia proposta por Eyles *et al.* (1983) e ampliada por Eyles *et al.* (1987). As duas primeiras (fácies Fld e Dms) compõem o substrato (rochas encaixantes) sobre o qual se implantou o trato de sistemas canal-lobos, este representado pelas outras fácies.

Pelitos com clastos caídos (Fácies Fld)

Folhelhos e ritmitos (lâminas silticas e argilosas, com intercalações ocasionais de delgadas camadas de arenitos muito finos) marrom-chocolate e cinza-esverdeado, com clastos dispersos (granules a matações), truncando e deformando os planos de estratificação (Foto 1). Esta fácies é produto de decantação da fração lama em ambiente subaquoso de baixa energia, com eventuais entradas de arenitos turbidíticos de baixa densidade. A existência dos clastos indica que a sedimentação teve lugar com a presença de gelo flutuante, que transportou, além de argila e silte, clastos de dimensões variadas, alguns deles com tamanho muito acima da média (*oversized clasts*), que são liberados à medida que o gelo se funde e caem na lama inconsolidada, provocando distúrbios na estratificação.

Análises paleontológicas revelaram a presença dos palinómorfs *Potoniesporites* sp-500, *Crucisaccites* cf. *latisulcatus* Cp-516), *Florinites antiquus*, *Cannanoropolis* cf. *korbaensis* e *Plicatipollenites* cf. *malabarensis* (p-410), indicativos de idade westphaliana (intervalo bioestratigráfico G₁ de Daemon & Marques-Toigo 1991). Em todas as amostras analisadas foram também constatadas grandes quantidades de formas devonianas retrabalhadas, tais como *Grandispora* sp, *Maranhites*, *Chitinozoários*, *Emphanisporites* sp, dentre outras.

Diamictito estratificado (Fácies Dms) Diamictito estratificado cinza claro/escuro, localmente com *oversized clasts* (Foto 2). Ocorre associado à litofácies Fld e geralmente incorpora corpos de arenito rompidos e descontínuos, com feições de deslizamento e escape de fluidos. A existência de seixos facetados e estriados nos diamictitos, além de clastos caídos indicam sedimentação glacialmente influenciada.

Podem ter sido formados por três processos principais: 1) "congelamento" de fluxos coesivos de detritos (Lowe 1982); 2) produto de fluxos hiperconcentrados que resultam da trans-

Figura 2 - Carta estratigráfica do Grupo Itararé. Modificada de França & Potter (1987).

Figure 2 - Stratigraphic chart for the Itararé Group. Modified from França & Potter (1988).

Figura 3 - Seções colunares levantadas ao longo dos arenitos canalizados (Pontos 2 e 10) e nos lobos de Vila Velha (Ponto 15). Para localização, vide figura 1. Legenda das fácies na Fig. 4.

Figure 3 - Lithostratigraphic charts along channelised sandstones (2 and 10) and for Vila Velha lobes (15). Please, see figure 1 for location and figure 4 for facies symbols.

FÁCIES	CARACTERÍSTICAS GERAIS	OCCORRÊNCIA	GRANULOMETRIA MÁXIMA	ESPESSURA DE CAMADAS	GEOMETRIA ESTRATL	FOTOS	PROCESSOS	FÁCIES MUTTI (1992)
Gc	ORTOCONGLOMERADO POLIMÍTICO - SEIXOS E MATAÇÕES - CAÓTICO	CANAL	MATAÇÃO	30 cm A 1m	LENTICULAR	3	DEPÓSITOS RESIDUAIS DE FLUXOS DE DETRITOS COESIVOS. TRANSFORMAÇÕES DE FLUXOS SUPERFICIAIS	CgRf
Gm	CONGLOMERADO MACIÇO - SUSTENTADO P/ CLASTOS - SEIXOS QUARTZOSOS - INTRACLASTOS	CANAL	SEIXOS (5cm)	1m	LENTICULAR	4	TRANSFORMAÇÕES DE FLUXO POR GRAVIDADE	F3
Gl	CONGLOMERADO - GRADAÇÃO INVERSA	CANAL E LOBO	CALHAU (20cm)	1 A 2m	LENTICULAR	5	TAPETES DE TRAÇÃO	F3 (?)
Sg	ARENITO - GRADAÇÃO NORMAL	CANAL E LOBO	AREIA GROSSA	1 A 2m	TABULAR (?)	7	TRAÇÃO	F4
Sm	ARENITO MACIÇO - "RIP-UP" CLASTOS - FLUIDIZAÇÃO	CANAL E LOBO	AREIA MÉDIA C/ MATAÇÕES SUSPENSOS	1 A 3m	SIGMOIDE	10, 11, 12	CONGELAMENTO SÚBITO DE SUSPENSÃO DE ALTA/ ALTÍSSIMA DENSIDADE	F5 / F8
Sh	ARENITO LAMINAÇÕES ONDULANTES / HORIZONTAIS	CANAL E LOBO	AREIA MÉDIA	ATÉ 3m	TABULAR E SIGMOIDE	13	DEPÓSITO POR CONGELAMENTO A PARTIR DE SUSPENSÕES DE ALTA DENSIDADE	F8 (?)
Sp/St	ARENITO ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA PLANAR (DOMINANTE) ACANALADA	CANAL E LOBO (RARO)	AREIA GROSSA	1 A 2m	TABULAR (?)	9	TRAÇÃO	?
Fl/Sr	ARGILITO/FOLHELHO CINZA/MARROM Tc44 - WESTPHALIANO (G)	LOBO	AREIA FINA	12m	LENÇOL (?)	14	TURBIDITOS DE BAIXA DENSIDADE (DILUÍDOS)	F9a
Fld	FOLHELHO/SILTITO CLASTOS CAÍDOS CINZA/MARROM - WESTPHALIANO (G)	ENCAIXANTE	MATAÇÃO	1 A 5m	LENÇOL (?)	1	TURBIDITOS DE BAIXA DENSIDADE (?), DISTAIS COM GELO FLUTUANTE	F9a COM GELO FLUTUANTE
Dms	DIAMICTITO CINZA/MARROM - WESTPHALIANO (G)	ENCAIXANTE	GRÂNULOS E MATAÇÕES	> 20m	LENÇOL (?)	2	"RAIN-OUT" - FLUXOS DE DETRITOS COESIVOS - FLUXOS HIPERCONCENTRADOS	F1/F2

Figura 4 - Quadro esquemático das litofácies.

Figure 4 - Characteristics and lithofacies descriptions.

Foto - Ritmitos compostos por siltitos e folhelhos contendo grânulos e seixos pingados (Fld).

Photo 1 - Rhythmites composed of siltstones and shales with dropstones, (Fld).

formação declive abaixo de fluxos coesivos de detritos, com o aumento progressivo da mistura fluxo-fluido (Mutti 1992); e 3) chuva de detritos (*rain-out*), onde lama e clastos precipitam-se da pluma de detritos e gelos flutuantes, comuns na frente de geleiras em ambientes glácio-marinhos ou glácio-lacustres (Eyles & Miall 1984). Como os depósitos resultantes apresentam muitas características semelhantes, a identificação do processo é uma tarefa difícil, ainda mais porque os três processos podem ocorrer associados e interagir mutuamente. A combinação de processos é possível, ou seja, diamictitos formados na frente de geleiras flutuantes podem desencadear fluxos gravitacionais gerando um misto de fácies F₁ e F₂ (Mutti 1992) com fácies geradas por *rain out* (Eyles & Miall 1984).

Foto 2 - Diamictito estratificado (Dms) com matacão de granito caído de gelo flutuante.

Photo 2 - Stratified diamictite (Dms), with oversized granitic dropstone.

O conteúdo fossilífero dos diamictitos é o mesmo da fácies Fld descrita acima, ou seja, fósseis do Westphaliano associados com fósseis retrabalhados do Devoniano.

Conglomerado caótico (Fácies Gc) Ortoconglomerado polimítico, sem seleção, com clastos arredondados de diversas composições (granito, quartzo e arenito), variados tamanhos (matações de até um metro de diâmetro) e raramente estriados. Localmente há concentração de clastos angulosos de folhelho (*rip-up clasts*) provenientes da erosão das encaixantes. Ocorre apenas na base do Arenito Lapa, em contato erosivo com diamictitos, ritmitos ou folhelhos. As camadas apresentam espessuras de 0,3 a 1,0m e contatos abruptos, com alguns matações destacando-se acima da superfície de topo (Foto 3). Esta fácies é interpretada como produto de transformação de fluxo superficial (Mutti 1992). Constituem os depósitos

Foto 3 - Conglomerado caótico (Gc), onde observa-se contato abrupto e erosivo com o diamictito (Dms). Predominam clastos de granito.

Photo 3 - Chaotic conglomerate (Gc). Sharp and erosive contact with underlying diamictite (Dms). Granite boulders predominate.

Foto 4 - Conglomerado maciço (Gm) sustentado por clastos com predominância de seixos de quartzo e arenito.

Photo 4 - Clast-supported massive conglomerate (Gm). Quartzite and sandstone pebbles predominate.

Foto 5 - Conglomerado com gradação inversa (Gi) composto de matriz areno-argilosa, com predominância de seixos de quartzo. Setas indicam bases dos fluxos.

Photo 5 - Inverse-graded conglomerate (Gi) composed of a sandy-argillaceous matrix and quartz pebbles. Arrows indicate flow bases.

residuais dos primeiros fluxos coesivos de detritos que teriam se movido bacia adentro, via canal, deixando para trás lentes conglomeráticas (Fácies CgRf de Mutti 1992).

Conglomerado maciço (Fácies Gm) Ocorre sob a forma de lentes de até um metro de espessura, intercaladas em arenitos (Foto 4). O arcabouço é sustentado por clastos, que atingem até sete centímetros de diâmetro e são compostos predominantemente por seixos de arenitos e secundariamente de folhelhos, argilitos e granitos. A fácies é interpretada como depósitos segregados dos fluxos coesivos hiperconcentrados por ação da gravidade (*gravity transformation*, cf. Fisher

1983), correspondendo à fácies F3 de Mutti (1992). Esta segregação com transformação de fluxo, é o mecanismo pelo qual os fluxos gravitacionais de alta densidade de "livram", ao longo do seu percurso, dos componentes mais pesados.

Conglomerado com gradação inversa (Fácies Gi) Conglomerado com gradação inversa e matriz geralmente arenosa (fácies R₂ de Lowe 1982; fácies F₃ de Mutti 1992). Só foi observado no Arenito Lapa, com espessuras de no máximo dois metros. Os clastos maiores são arredondados e atingem até 20cm de diâmetro, apresentando em alguns casos incipiente imbricação (Foto 5).

Foto 6 - Conglomerado com clastos maiores do que a média (oversized).

Photo 6 - Conglomerate containing oversized clasts.

A existência de conglomerados com gradação inversa é uma evidência importante de processos gravitacionais. A presença de clastos muito maiores do que a média, conforme mostrado na Foto 6, sugere fluxos de alta densidade com força de matriz suficiente para sua sustentação. Gradação inversa em rochas sedimentares origina-se no processo de formação do tapete de tração (Lowe 1982) e a deposição se dá de maneira instantânea por "congelamento" do fluxo sedimentar, quando a velocidade do fluxo cai abaixo do necessário para manter a pressão dispersiva dos grãos. Simultaneamente à sedimentação abrupta da carga da base dos fluxos gravitacionais, gerando conglomerados, persiste um fluxo residual ainda de alta densidade, que prossegue declive abaixo com vocação para depositar espessos pacotes de arenitos gradados, maciços e laminados (fácies Sg, Sm e Sh).

Arenito com gradação normal (Fácies Sg) Arenitos com gradação normal e granulometria predominantemente média a fina, localmente grossa a conglomerática na base. As camadas individuais tem espessura média em torno de 1 m (máxima de 2m), sendo comum o amalgamento de diversas camadas, como observado na Foto 7. A fácies Sg ocorre com frequência nos arenitos canalizados de Lapa e ocasionalmente nos depósitos em lobo de Vila Velha.

Esta fácies se forma com a evolução dos fluxos gravitacionais declive abaixo, quando correntes ricas em cascalhos e seixos passam a correntes turbidíticas arenosas de alta densidade e iniciam uma nova onda de sedimentação, à medida que se desaceleram. A repetição de vários fluxos gera o estaqueamento e amalgamento desta fácies, à qual intercalam-se, por vezes, arenitos maciços (Fácies Sm). Os fluxos podem ser localmente erosivos, produzindo escavações (Foto 8).

Arenitos com estratificações cruzadas planar (Fácies Sp) e acanalada (Fácies St) Arenitos finos a muito grossos, em alguns locais com seixos dispersos, com estratificações cruzadas planar (Fácies Sp) e acanalada (Fácies St), de pequeno a médio porte, constituindo camadas com 1 a 2m de espessura (Foto 9). É uma fácies comum no Arenito Lapa, onde ocorre associada às fácies Sg e Sm. No Arenito Vila Velha ocorre raramente e em sets mais delgados (menores que 50cm). Nesta fácies foram medidas as paleocorrentes indicadas na figura 1, que revelaram fluxo para NNW, denotando transporte sedimentar paralelo à direção geral do canal de Lapa.

Foto 7 - Arenitos com gradação normal (Sg), normalmente amalgamados formando corpos de até 1 metro de espessura. Setas indicam o amalgamento de fluxos. Notar a ausência de finos entre os corpos arenosos.

Photo 7 - Amalgamated normal grading sandstones (Sg). Individual layers are up to 1 m thick. Arrows indicate flows amalgamation. Attention for the absence of argillaceous sediments between amalgamated sandstones.

Foto 8 - Corte oriundo provavelmente da ação de fluxos gravitacionais, com preenchimento associado.

Photo 8 - Cut-and-fill due to the action of gravity flows.

Foto 9 - Arenito com estratificação cruzada planar (Sp).
Photo 9 - Planar cross-bedded sandstones (Sp).

Arenitos com estratificação cruzada são originados por correntes trativas que promovem a migração de dunas subaquosas, cuja deposição nas faces de avalanche produzem estratificações cruzadas planares (fácies Sp) e acanaladas (fácies St). A literatura geológica registra vários exemplos destas fácies em sistemas turbidíticos, onde são comumente interpretadas como fácies de barras de canais distributários.

A existência de fácies Sp e St em associação com fácies de fluxos de massa, tais como conglomerados (fácies Gi, Gg e Gm) e arenitos (fácies Si e Sm), tem sido descritas por diversos autores (Winn & Dott Jr. 1979, Hein & Walker 1982, Eyles *et al.* 1987, Dam & Sonderholm 1994, Kneller & Branney 1995). Os mecanismos que geram as estratificações cruzadas em arenitos turbidíticos não são, entretanto, bem compreendidos. Usualmente são explicadas pelo decréscimo na velocidade de fluxo e na concentração de sedimentos com a dissipação dos fluxos turbulentos, quando então as estruturas trativas, tais como dunas, começam a se desenvolver (Eyles *et al.* 1987). Lowe (1982) propõe que a ação dos fluxos residuais de baixa densidade é responsável pela formação de estratificação cruzada, enquanto Hiscott & Middleton (1979) sugerem que sua origem está na transição entre fluxos supercríticos e subcríticos. Para Mutti (1992) as estratificações cruzadas em turbiditos são produtos de saltos hidráulicos, que transformam correntes turbidíticas supercríticas (de alta densidade) em correntes turbidíticas subcríticas (de baixa densidade).

Arenito maciço (Fácies Sm) Arenito fino a médio com fragmentos de folhelho (*rip-up clasts*) dispostos paralelos ao acamamento e ocasionais estruturas de escape de fluidos. Correspondente à fácies T_a de Bouma, S₃ de Lowe (1982) e F8 de Mutti (1992), constitui a fácies predominante, tanto na seção canalizada quanto nos lobos. Na seção canalizada

ocorre comumente em corpos sigmóides com 2 a 3m de espessura e comprimento acima de 30m (Foto 10). O amalgamento destes corpos sigmóides podem formar bancos arenosos de arenitos maciços com até 8m de espessura. A ausência quase que total de matriz siltico-argilosa torna o amalgamento sutil e de difícil distinção, mas produz os melhores reservatórios observados (Foto 11).

Notável é a presença de matacões de granito de até 1 m de diâmetro "suspensos" nos arenitos maciços, por isso interpretados como transportados e sedimentados por correntes de turbidez de altíssima densidade, indispensáveis à sua sustentação. Neste tipo de fluxo, considera-se que a deposição é instantânea, com "congelamento" da carga transportada em função de queda súbita da energia do meio, seja por redução do gradiente do substrato ou desconfinamento do fluxo. Um interessante modelo alternativo para explicar a gênese de fácies de arenitos maciços foi proposto recentemente por Kneller & Branney (1995), que os consideram produto de fluxo quase-constante (*quasi-steady flow*) em correntes de turbidez de alta densidade, em contraposição à deposição rápida por desaceleração brusca do fluxo.

Arenito laminado (Fácies Sh) Arenitos finos a médios com raros clastos de folhelho. Formam corpos arenosos com espessura de poucos centímetros a 3m, em cujo topo podem estar presentes marcas onduladas assimétricas. Ocorrem logo acima de arenitos maciços, formando com eles uma sequência de fácies granodecrescente para o topo. A repetição do mesmo tema forma ciclos repetitivos, comumente presentes em Vila Velha (Foto 12), onde os arenitos laminados, devido à cimentação por calcita e hematita mais pronunciada, sustenta as conhecidas formas morfológicas do Parque Estadual de Vila Velha (Taça, Camelo, Bota, etc).

Foto 10 - Corpos de arenito maciço (Sm) em geometria sigmóide, amalgamados. Estes corpos sigmóides predominam no terço superior do Canal de Lapa.

Photo 10 - Amalgamated, sigmoidal massive sandstones (Sm). These sigmoidal bodies predominate in the uppermost third part of the Lapa sandstones.

Foto 11 - Fotomicrografia de arenito maciço. Notar a boa porosidade, ausência de argila e composição mineralógica imatura - típica dos arenitos canalizados. Nicóis Paralelos. P, poro; Q, quartzo; F, Feldspato; FR, fragmento de rocha. Photo 11 - Example of massive sandstones showing good porosity, absence of clay, and immature mineralogical composition - typical of the channelised sandstones. Natural light. P, pores; Q, Quartz; F, Feldspar; FR, rock fragments.

Foto 12 - Arenito laminado (Sh). A superfície de separação dos estratos, cerca de 30cm de espessura, pode ser horizontal planar ou ondulada (ação de correntes/ondas). É marcante a ausência de sedimentos finos no topo de cada ciclo. Photo 12 - Laminated sandstones (Sh). The main beds, about 30cm thick, are bounded by horizontal planar to wavy planes (currents/waves action). It is remarkable the absence of fine sediments on top of each cycle.

A interpretação adotada é a de que os arenitos laminados são originados por correntes residuais, resultantes da dissipação da energia dos fluxos gravitacionais. Isto implica num espectro contínuo de deposição, de arenitos maciços a arenitos laminados, formando um ciclo originado num evento único. Neste modelo, os arenitos laminados representam os últimos depósitos dos fluxos gravitacionais de alta densidade, a partir dos quais as correntes de turbidez passam a ser de baixa densidade (seqüência de Bouma sem a unidade T_a).

Não se descarta, entretanto, a possibilidade de que os arenitos laminados possam resultar também do retrabalhamento de arenitos maciços (fácies Sm) e/ou gradados (fácies Sg) por correntes hidrodinâmicas comuns, ou, mesmo, da atuação de correntes de contorno.

Folhelho com intercalações de arenitos com ripples (Fácies Fl/Sr) Folhelhos cinza-escuro, finamente laminados, com intercalações de camadas centimétricas de arenito fino a médio com gradação normal, compondo ciclos T_{cde} (Foto 13). Ocorrem intercalados entre lobos arenosos na área de Vila

Foto 13 - Folhelhos (Fl) de idade westphaliana presentes abaixo dos lobos arenosos em Vila Velha. O limite de seqüências, posicionado no topo destes folhelhos, está coberto pela vegetação. Os arenitos logo acima pertencem ao trato de mar baixo/transgressivo (ver figuras 5 e 6).
Photo 13 - Westphalian shales (Fl) underneath the sandy lobes in Vila Velha. The sequence boundary on top of these shales are covered by vegetation. The sandstone bodies above are the lowstand/transgressive systems tracts (please see figures 5 and 6).

Velha, atingindo espessura máxima observada de 12m. Esta fácies é produto de deposição de partículas finas por decantação, num ambiente de baixa energia somente alterado por correntes de turbidez episódicas e de baixa densidade, responsáveis pela intercalação de arenitos e geração de seqüências de Bouma incompletas (T_{cde}). A análise paleontológica destes folhelhos revelou a presença de *Plicatipollenites cf. malabarensis*, *Potoniesporites sp* e *Potoniesporites cf. novicus* (P500), indicando idade westphaliana (Intervalo bioestratigráfico G_1 de Daemon & Marques-Toigo 1991). A semelhança da fácies Fl das encaixantes, constatou-se também grande quantidade de formas retrabalhadas do Devoniano: *Grandispora 2065*, *Navifusa brasiliensis*; *Maranhites brasiliensis* e *Emphanisporites sp*, dentre outras.

Interpretação Paleoambiental O modelo de trato de sistemas subaquosos canal-lobos, proposto para os arenitos Lapa-Vila Velha, baseou-se na relação espacial com as encaixantes e nas características litológicas e geometria de algumas das fácies descritas, interpretadas como produto de fluxos gravitacionais. Entre as fácies produzidas por fluxos gravitacionais destaca-se a associação Ge, Gi, Gm e Sg, freqüente no Arenito Lapa, compondo um conjunto de fácies que gradam entre si, vertical e lateralmente, numa mesma camada, denotando constantes transformações de fluxo.

A fácies Sm ocorre no Arenito Lapa, mas é no Arenito Vila Velha que predomina amplamente, sendo característica a associação com a fácies Sh, formando ciclos repetitivos. Seu caráter maciço, amalgamento de camadas, feições de compensação lateral, fragmentos de folhelho (*rip-up clasts*) e presença de matações de granitos "flutuando" no interior das camadas, indicam uma origem subaquosa, por correntes de turbidez de alta densidade.

A deposição dos arenitos Lapa-Vila Velha ocorreu quando a Bacia do Paraná estava sob influência de glaciações no Carbonífero Superior. Em tais condições, as geleiras desempenharam papel fundamental como agente de erosão, transporte e deposição, fornecendo o suprimento sedimentar para o preenchimento da bacia. O conteúdo fossilífero (*Tasmanites sp*, *Botryococcus sp*, além de matéria orgânica amorfa) indica ambiente subaquoso salobro a, possivelmente, marinho (Daemon, 1996, inf. verbal).

Estudos recentes mostram que as plataformas continentais bordejando terrenos glaciais são os mais importantes repositórios de sedimentos glaciogênicos (Anderson 1983, Eyles *et al.* 1985, Eyles 1988). Os sedimentos de plataformas rasas têm excelente potencial de preservação e, provavelmente, formam a maior parte das fácies glaciogênicas preservadas no registro geológico (Visser & Looek, 1987; Eyles, 1988; Visser, 1991; e Eyles, 1993).

Um ambiente similar, com plataforma rasa e geleiras nas proximidades como principal alimentador sedimentar, é interpretado para a deposição dos arenitos Lapa-Vila Velha. A maior parte das fácies presentes (Ge, Gi, Gm, Sg, Sm e Sh) é considerada produto de ressedimentação por fluxos gravitacionais episódicos e de alta densidade, originados nas proximidades das geleiras, cuja dissipação produziu a fácies Sh.

Os mecanismos de geração das fácies St e Sp, que ocorrem principalmente no segmento canalizado (Arenito Lapa), podem ser também produtos dos mesmos processos, fruto de correntes hidrodinâmicas geradas com a dissipação dos fluxos. Deve-se considerar, entretanto, que geleiras sobre plataformas marinhas podem gerar *outwash* subaquosos. Nestes, correntes hidrodinâmicas de fundo com fluxo contínuo, originadas pelo degelo, podem formar barras subaquosas, cuja migração produz estratificações cruzadas semelhantes às de depósitos de *outwash* subaéreos. Em condições canalizadas e de águas rasas, podem mesmo interagir com correntes de maré, como nos *fiords*. Isto explica a existência de ocasionais sentidos contrários de fluxo observados em

estruturas sedimentares de menor hierarquia associadas às fácies Sp e St.

Os lobos de Vila Velha constituem corpos lenticulares, com base plana e topo ligeiramente convexo, espessuras máximas de cerca de 30m e extensão lateral de centenas a mais de mil metros (Foto 14). São facilmente visualizados quando separados por camadas pelíticas (Fácies Fl/Sr). Em alguns casos, no topo dos lobos existem marcas onduladas levemente assimétricas e com interferência de diferentes frentes de onda, representando períodos de redução no aporte sedimentar e retrabalhamento do fundo. Sua individualização é mais difícil quando diferentes lobos se sobrepõem sem a interveniência de níveis pelíticos.

Pelitos e turbiditos de fluxo de baixa densidade (fácies Fl/Sr) ocorrem, embora restritamente, apenas entre os lobos de Vila Velha, sugerindo que a área canalizada comportou-se como zona de passagem (*by pass*) dos sedimentos finos que se deslocavam bacia adentro. Sedimentos mais finos, de lobos distais, possivelmente depositados a norte de Vila Velha, foram posteriormente erodidos com o levantamento do Arco de Ponta Grossa.

Dentre os vários exemplos de modelos semelhantes de sistemas canal-lobos, embora em contextos geológicos diferentes, merecem destaque para efeito de comparação: 1) A Formação Cape Enragé (Cambro-Ordoviciano do Canadá), que foi interpretada por Hein & Walker (1982) como um complexo de canal submarino (270m de espessura e aflorando por cerca de 50km) preenchido por arenitos e conglomerados, sem indicação de influência glacial; 2) A Formação Yakataga na Ilha Middleton (Mioceno-Recente do Alasca) descrita por Eyles (1987), onde ocorre um canal submarino de origem glacial (70 m de espessura e cerca de 500m de largura), cortando diamictitos e preenchido por arenitos e conglomerados, depositados por fluxos gravitacionais de alta e baixa densidades; 3) no Brasil, os turbiditos paleocênicos da Bacia de Campos possuem grande semelhança com os arenitos e conglomerados basais da seção canalizada em Lapa (Carmignatti, 1996, inf. verbal).

ORIGEM E PREENCHIMENTO DO CANAL Embora remanescentes de erosão, as dimensões do canal de Lapa (cerca de 100km de extensão, 1000m de largura e 100m de espessura) são bastante próximas das originais. Feições similares observadas em seções sísmicas apresentam no máximo 3km de largura e até 150m de profundidade.

Considerando as características acima e as evidências de exposição e erosão das encaixantes (folhelhos marrom-chocolate correlates à Camada Roncador), a hipótese mais provável é que o canal foi originado a partir de um rebaixamento relativo do nível do mar, delineando um limite entre duas seqüências deposicionais diferentes.

Três hipóteses podem ser formuladas para a sua origem do canal: 1) vales fluviais incisivos (*incised valleys*) durante nível de mar baixo coincidente com um pico de avanço das geleiras; 2) prolongamento de canais de lavagem glacial (*outwash*) encaixados em *fjords*; 3) canais escavados por eventos catastróficos do tipo *jökulhlaup*, em que grandes massas de água e detritos, acumulados em lagos represados por geleiras, repentinamente entram em movimento com o rompimento das barragens (ice dams), causando erosão e grandes inundações (Thorarinson 1953, Waitt 1985 1994, Allen & Burns 1986, Russell 1994).

A última possibilidade merece algumas informações adicionais já que o fenômeno, ao que os autores conhecem, ainda não foi utilizado para explicar feições de glaciações pré-pleistocênicas. O exemplo mais conhecido e impressionante de eventos catastróficos tipo *jökulhlaup*, envolvendo fluxos gravitacionais, aconteceu durante a glaciação pleistocênica na América do Norte, cerca de 15.000 anos atrás, na região sob influência da Calota Glacial Cordilheirana (*Cordilleran Ice Sheet*), noroeste dos Estados Unidos (Bretz 1925a, Bretz 1925b, Gould 1980, Allen & Burns 1986, Wait 1994). Um dos lobos da Calota Glacial Cordilheirana (*Purcell Trench Lobe*) criou uma barragem de gelo no Rio Columbia, originando um lago gigantesco referido como Lago Missoula. O Lago Missoula cobria uma área em torno de 7.700 km², tendo 600m de profundidade e represando um volume de 2.000 km³.

Foto 14 - Foto e esboço geológico dos lobos arenosos e da camada de folhelhos do Westphaliano, em Vila Velha. Entre os lobos arenosos ocorrem, normalmente, camadas argilosas. Foto a partir do Parque Estadual de Vila Velha, visada para sul.

Photo 14 - Geological outline and photo showing the sandy lobes and the Westphalian shales in Vila Velha. Thin argillaceous layers separate the lobes. Picture facing south from the Vila Velha State Park. Fotos 13 a 15

de água, cerca de 76 vezes o volume de água do Lago Itaipu. O rompimento abrupto da barragem provocou a súbita descida de água, gelo, lama e detritos ao longo do canal do Rio Columbia, a velocidade média de 70 km/h e vazão de 10,8 milhões de m³/s, ou seja, cerca de 60 vezes a descarga do Rio Amazonas e 10 vezes a descarga de todos os rios do planeta (Allen & Burns 1986). O fenômeno de represamento e rompimento repetiu-se várias vezes durante um período de 2.000 anos, numa média de um evento a cada 55 anos.

As principais evidências da existência do Lago Missoula são seus terraços preservados, como por exemplo na cidade de Missoula, Estado de Montana, onde a marca mais alta de suas margens está hoje cerca de 300m acima da cidade. Além disso, há depósitos de varvitos intercalados a ritmitos de conglomerados, arenitos e siltitos (Allen e Burns 1986). As evidências das "enchentes" catastróficas podem ser observadas por uma área de 42.000 km² e são constituídas por feições erosivas e deposicionais. Dentre as feições erosivas destacam-se a topografia *scabland* (mesas e canais secos), resultante de escavações e desprendimento de blocos de rochas do basalto (*Columbia Plateau*). Existem também marcas proeminentes da passagem de água em solo e rochas, centenas de metros acima do nível dos rios atuais. Como feições deposicionais destacam-se gigantescas barras de conglomerados com até 50m de altura e ondulações (*ripple ridges*) de até 15m de altura e comprimento de onda de 150m. Estas formas de leito gigantes requerem correntes de até 80 km/h e lâmina d'água de 150m de profundidade para sua formação (Allen & Burns 1986).

A semelhança do observado no Arenito Lapa, chama a atenção nos estratos depositados pelas inundações do Lago Missoula a presença de matacões de granito de até 25cm de diâmetro, "soltos" no meio de arenitos maciços. Fluxos gravitacionais de altíssima densidade com grande força de matriz coesiva é o mecanismo de transporte mais provável capaz de transportar areia, sustentando, ao mesmo tempo, seixos e

matacões. O súbito congelamento destes fluxos seria o processo sedimentar responsável pela deposição dos corpos arenosos maciços contendo os referidos matacões.

Os lobos arenosos de Vila Velha devem ter iniciado sua sedimentação com queda do nível do mar e incisão dos canais, caracterizando-se as fácies de sua base como trato de mar baixo. Posteriormente, com subida relativa do nível do mar, iniciou-se, de modo retrogradacional, o preenchimento do Canal de Lapa (Fig. 5), que, juntamente com os lobos de Vila Velha, constitui um trato de sistemas transgressivo (Van Wagoner *et al.* 1988, Posamentier *et al.* 1988).

CORRELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA COM DADOS DE SUBSUPERFÍCIE O conteúdo fóssilífero dos folhelhos e ritmitos seixosos de cores marrom-chocolate/verde escuro (fácies Fld), que ocorrem na região de Campo do Tenente, revelou grande quantidade de fósseis retrabalhados do Devoniano em associação com fósseis do Carbonífero (Westphaliano), conforme já comentado anteriormente. São, litológica e cronoestratigraficamente, correlates à Camada Roncador (França 1987), uma camada guia em subsuperfície na parte sul da bacia com fósseis do Westphaliano (intervalo G₁ de Daemon & Marques-Toigo 1991): *Potonieisporites cf. simplex*; *Krauselisporites*, *Potonieisporites neglectus* e *Potonieisporites novicus* (P500), além de formas retrabalhadas do Devoniano (*Emphanisporites sp*, *Navifusa sp* e *Maranhites brasiliensis*, dentre outros).

A correlação mais apropriada, com os dados disponíveis, está apresentada na Figura 6, onde é sugestiva uma discordância no topo dos folhelhos/diamictitos westphalianos da Camada Roncador, marcando o limite de seqüência mais antigo dentro do Grupo Itararé. São evidências desta descontinuidade a erosão parcial da própria Camada Roncador, sua cor marrom-chocolate e *gaps* no conteúdo fóssilífero.

A fácies Fld, correlata à Camada Roncador, ocorre estratigraficamente abaixo da seção canalizada na região de Lapa.

Figura 5 - Modelo evolutivo proposto: 1) em condições de mar alto ocorreu deposição de diamictitos (Dms) por chuva de detritos (rain out) e fácies de ressedimentação, depositando-se folhelhos e ritmitos, com seixos caídos (Fld), nas partes distais; 2) com a queda relativa do nível do mar houve exposição, incisões, erosão e deposição de lobos arenosos, em condições similares a leques de assoalho; 3) com a subida do nível do mar os vales incisos foram preenchidos por fácies arenosas, constituindo trato transgressivo.

Figure 5 - Evolutionary model: 1) Deposition of rain out diamictites (Dms) and resedimented facies near glaciers in highstand sea level. Shales and rhythmites (Fld) with dropstones predominate as distal facies; 2) the relative fall of sea level brought about sub aerial expositions, valley incisions, erosion and the deposition of sandy lobes in a similar way to basin floor fans; 3) sandy filling of incised valleys as sea level rises making up transgressive systems tracts.

Figura 6 - Correlação geológica entre a área de afloramentos estudada e subsuperfície. TMA= trato de mar alto; TMB= trato de mar baixo; TT= trato transgressivo; ST= superfícies transgressivas; SIM= superfícies de inundações máximas; LS= limites de seqüências.

Figure 6 - Geological correlation between outcrop area and subsurface. TMA= highstand systems tract; TMB= lowstand systems tract; TT= transgressive systems tract; ST= transgressive surfaces; SIM= maximum flooding surfaces; LS= sequence boundaries.

Figura 7 - Seção geológica entre os poços de Chapéu do Sol e Garça Branca no Estado do Paraná. Notar o corte profundo na área do poço 1-CS-2-PR erodindo toda a Formação Lagoa Azul. Levantamentos sísmicos mostram claramente este corte, cujo canal possui direção norte-sul, paralelo ao canal aflorante de Lapa.

Figure 7 - Geological cross section for the Chapéu do Sol and Garça Branca wells in Paraná State. The 1-CS-2-PR well shows deep carving and total erosion of the Lagoa Azul Formation. Seismic surveys show N-S channel directions, parallel to the Lapa channel.

Figura 8 - Seção geológica entre os poços de Mallet e Rio Claro do Sul, cerca de 100km a oeste do Canal de Lapa. Observar a marcante distinção entre os dois poços no tocante à quantidade de arenitos. O poço 1-M-1A-PR atravessou uma zona canalizada, enquanto o poço 1-RC-1-PR está fora dos canais. Seções sísmicas nesta área evidenciam o canal, que possui direção norte-sul, paralelo ao canal aflorante de Lapa. Figure 8 - Geological cross section for the Mallet and Rio Claro do Sul wells - about 100km west of Lapa. The 1-MA-1-PR (Mallet) well was drilled through sand-filled channels, whereas the 1-RC-1-PR shows no evidence of channelised sandstones. Seismic surveys shows a N-S direction for the Mallet channel.

Localmente, foi toda erodida pelo evento que originou o canal. Sua coloração marrom deriva, provavelmente, de oxidação por exposição subaérea durante o rebaixamento relativo do nível do mar, uma vez que também foi constatada em testemunhos de folhelhos da Camada Roncador nos poços 1-RO-1-PR e 2-CS-1-PR.

A presença de canais no Grupo Itararé já foi constatada em subsuperfície na Bacia do Paraná (Figs. 7 e 8). No poço 1-M-1A-PR (Mallet) foram cortados vários testemunhos onde se observam as mesmas litologias e feições sedimentares presentes nos afloramentos estudados, tais como: arenitos maciços, arenitos com gradação normal e conglomerados, empilhados em várias seqüências turbidíticas. Seções sísmicas nas áreas de Mallet e Chapéu do Sol (Fig. 9), no Estado do Paraná, também evidenciaram a presença de cortes e preenchimentos, cujo mapeamento indicou canais com direção preferencial norte-sul, que é a mesma do canal de Lapa.

CONSIDERAÇÕES FINAIS O preenchimento do canal e a formação dos lobos ocorreu em ambiente de águas rasas, graças à conjugação e interação de vários fluxos gravitacionais episódicos e de alta densidade com fluxos hidrodinâmicos possivelmente contínuos. Tais fluxos foram originados muito provavelmente de geleiras de base úmida, gerados pela instabilização de sedimentos depositados mergulho acima, ou produzidos por inundações catastróficas associados a glaciares. A orientação norte-sul do canal de Lapa, as paleocorrentes dos arenitos com estratificação cruzada que o preenchem para norte/noroeste, o predomínio de fácies granulometricamente mais grossas a sul no Arenito Lapa (Fig. 3) e a presença de geometrias lobadas a norte no Arenito Vila Velha, além do mapeamento de feições similares em subsuperfície, sugerem que a borda da bacia situava-se a sul, onde deveria estar o limite dos glaciares. Esta interpretação encontra suporte em seções estratigráficas regionais (França & Potter 1988) que mostram *onlap* de norte para sul em direção ao Arco do Rio Grande.

Figura 9 - Seção sísmica na área dos poços de Chapéu do Sol-Graça Branca (vide figura 8 para localização). Notar a forte canalização, constatada por perfuração, na área do poço CS-2. Seção horizontalizada no topo do Grupo Itararé. Figure 9 - Seismic line in the Chapéu do Sul-Graça Branca area (see figure 8 for location). Deep channelizing feature checked by drilling. Seismic line flattened in the Itararé Group top.

O reconhecimento e o mapeamento de canais em subsuperfície dentro do Grupo Itararé é de importância exploratória, pois, além dos canais apresentarem boas condições de rocha-reservatório, indicam o sentido de passagem de areia bacia adentro, onde podem ser encontrados mais reservatórios e em melhores condições de selamento. Situação similar ocorre no Paleozóico da região sub-andina da Bolívia, onde canais preenchidos por arenitos turbidíticos e encaixados em diamictitos constituem os principais reservatórios nos campos de gás e condensado (França et al. 1995).

Agradecimentos À PETROBRÁS/NEXPAR pelo apoio aos trabalhos de campo e permissão para a publicação deste artigo; à FINEP/PADCT (Processo 6591030300) pelo apoio a um dos autores (Mario L. Assine); aos geólogos Dr. Mário Carminatti pelas valiosas sugestões e discussões de campo, Osmar Zanotto pelas discussões e colaboração nos trabalhos de campo na fase inicial deste projeto, Roberto Daemon pelas análises paleontológicas e Roberto D'Avila pelas informações durante seu trabalho de tese de mestrado; a dois revisores anônimos da RBG pelas críticas e sugestões; e ao desenhista Elmo Fernandes pelas ilustrações.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, J. E.; & M. BURNS. 1986. *Cataclysms on the Columbia*. Portland Oregon, Timber Press, 213 p.
- ANDERSON, J.B. 1983. Ancient glacial-marine deposits: their spatial and temporal distribution. In: MOLNIA, B.F. (ed.). *Glacial Marine Sedimentation*. New York, Plenum, p. 3-92
- ANDRADE, S. M. de & SOARES, P. C. 1971. *Geologia de semi-detahle do Centro-Leste do Paraná*. Ponta Grossa, Petrobrás/DESUL, 53p (Relatório 400)
- BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R.; FUCK, R. A. 1967. Striated surfaces and related features, developed by the Gondwana ice sheets (State of Parana, Brazil) *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoeco.*, 3: 265-276
- BRETZ, J.H. 1925a. The Spokane flood beyond the Channeled Scabland: *J. Geol.*, 33: 91-115
- BRETZ, J.H. 1925b. The Spokane flood beyond the Channeled Scabland II: *J. Geol.*, 33: 236-259
- DAEMON, R. F. & MARQUES-TOIGO, M. 1991. An integrated biostratigraphic column for the Paraná Basin, Brazil. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF CARBONIFEROUS-PERMIAN STRATIGRAPHY AND GEOLOGY, 12, Buenos Aires, 1991. *Resumos...* Buenos Aires, p. 25
- DAEMON, R. F. & FRANÇA, A. B. 1993. Sedimentos do Westfaliano (Carbonífero Médio) na Formação Lagoa Azul, Grupo Itararé. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, I, Rio Claro, 1993. *Resumos...* Rio Claro, UNESP, p. 36
- DAM, G. & SONDERHOLM, M. 1994. Lowstand slope channel of the Itilli succession (Maastrichtian-Lower Paleocene), Nuussuaq, West Greenland. *Sediment. Geol.*, 94: 49-71
- De LOCKZY, L. 1953. *Petroleum geological investigation along the Parana-Santa Catarina border between Porto União and São Bento do Sul, and in the adjacent regions*. Ponta Grossa, Petrobrás/DESUL (Relatório 384)
- EYLES, C.H. 1987. Glacially influenced submarine-channel sedimentation in the Yakataga Formation, Middleton Island, Alaska. *J. Sed. Petrol.*, 57: 1004-1017
- EYLES, C.H. 1988. Glacially-and tidally-influenced shallow marine sedimentation of the Late Precambrian Port Askaig Formation, Scotland. *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoeco.*, 68: 1-25
- EYLES, N. 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth Sci. Rev.*, 35: 1-248
- EYLES, N.; MIAL, A. D. 1984. Glacial Facies. In: R. G. Walker (ed.). *Fades Models*. Toronto, Geoscience Canada, 2ª ed., p. 15-38 (Reprint Series 1)
- EYLES, N.; CLARK, B. M.; CLAGUE, J. J. 1987. Coarse-grained sediment gravity flow facies in a large supraglacial lake. *Sedimentology*, 34: 193-216
- EYLES, N.; EYLES, C.H.; MIAL, A.D. 1983. Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, 30: 393-410
- EYLES, C.H.; EYLES, N.; MIAL, A. D. 1985. Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51: 15-84
- FISHER, R. V. 1983. Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology*, 11: 273-274
- FRANÇA, A. B. & POTTER, P. E., 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatórios do Grupo Itararé (Permocarbonífero), bacia do Paraná (Parte I). *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, 2: 147-191
- FRANÇA, A. B.; MILANI, E. J.; SCHNEIDER, R. L.; PAULSEN, O. L.; LÓPEZ, J. M.; SORUCO, R. S.; SANTA ANA, H.; WIENS, F.; FERREIRO, O.; ROSSELLO, E. A.; BIANUCCI, H. A.; FLORES, R. F. A.; VISTALI, M. C.; SEVESSO, F.F.; FUENZALIDA, R.; MUNOZ, N. 1995. Phanerozoic correlation in Southern South America. In: A. TANKARD; SUAREZ SORUCO; R. & WELSINK, H.J. (eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, p. 129-161 (Memoir 62)
- GONZALEZ, C.R. 1990. Development of the late Paleozoic glaciations of South America Gondwana in western Argentina. *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoeco.*, 79: 275-287
- GOULD, S.J.; 1980. The Great Scabland Debate. In: GOULD, S.J. *The Panda's Thumb - More Reflections in Natural History*. Norton Company, p. 194-203
- HEIN, F.J. & WALKER, R.G. 1982. The Cambro-Ordovician Cap Enrage Formation, Quebec, Canada: conglomeratic deposits of a braided submarine channel with terraces. *Sedimentology*, 29: 309-330
- HISCOTT, R. N. & MIDDLETON, G. V. 1979. Depositional mechanics of thick-bedded sandstones at the base of a marine slope, Tourelle formation (Lower Ordovician), Quebec, Canada. In: SEPM, p. 307-326 (Sp. Publ. 27)
- KNELLER, B. & BRANNEY, M.J. 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology*, 42: 607-616
- LOWE, D. R. 1982. Sediment Gravity Flows: II. Depositional models with reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J.Sed. Petrol.*, 52: 279-297
- MAACK, R. 1946. Geologia e geografia da região de Vila Velha, Estado do Paraná e considerações sobre a glaciação carbonífera no Brasil. Curitiba, *Arquivos do Museu Paranaense*, 5: 1-305
- MUTTI, E. 1992. *Turbidite Sandstones*. Agip and Università Parma, 275p.
- POSAMENTIER, H.W.; VAIL, P.R. 1988. Eustatic controls on elastic deposition II - Sequence and systems tract models. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; POSAMENTIER, H.; Van WAGONER, J.; ROSS, C.A.; KENDALL, C.G.StC. eds., *Sea Level Changes: An integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 125-154 (Sp. Publ. 42)
- RUSSEL, A. J. 1994. Subglacial jökulhlaup deposition, Jotunheimen, Norway. *Sediment. Geol.* 91:131-144
- SCHNEIDER, R. L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. 1974. Revisãoestratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28. Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre, SBG, v.1, p. 41-65
- THORARINSSON, S. 1953. Some new aspects of the Grímsvötn problem. *J. Glaciology*, 2: 267-274
- TOMMASI, E. & RONCARATI, H. 1970. Geologia de semi-detahle do nordeste de Santa Catarina e sudeste do Paraná. Ponta Grossa, Petrobrás/DESUL, 41p. (Relatório 338)
- VAN WAGONER, J. C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; SARG, J.F. LOUETT, T.S.; HARDENBOL, J. 1988. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; POSAMENTIER, H.; Van WAGONER, J.; ROSS, C.A.; KENDALL, C.G.StC. eds. *Sea Level Changes: An integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 39-45. (Sp. Publ. 42)
- VISSER, J. N. J. 1991. The Paleoclimatic setting of the late Paleozoic marine ice sheet in the Karoo Basin of southern Africa. *Geol. Soc. Am.*, p. 181-189 (Special Paper 261)
- VISSER, J. N. J. & LOOCK, J. C., 1987. Ice margin influence on glaciomarine sedimentation in the Permo-Carboniferous Dwyka Formation from the southwestern Karoo, South Africa. *Sedimentology*, 34: 929-941
- WAITT, R. B. 1985. Case of periodic, colossal jökulhlaups from Pleistocene glacial Lake Missoula. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 96:1271-1286
- WAITT, R.B. 1994. Scores of gigantic, successively smaller Lake Missoula Floods through channeled Scabland and Columbia Valley. In: SWANSON, D.A. & HAUGERUD, R.A. (eds.). *Geologic field trips in the Pacific Northwest*. United States Geological Survey, Seattle, Washington, v/1, p.1K1-1K88. (Annual meeting of the Geological Society of America October 24-27)
- WINN, R. D. & DOTT JR., R. H. 1979. Deep-water fan-channel conglomerates of Late Cretaceous age, southern Chile. *Sedimentology*, 26:203-228

Manuscrito A84S

Recebido em 17 de julho de 1991

Revisão dos autores em 01 de novembro de 1991

Revisão aceita em 04 de novembro de 1991