

TURBIDITOS LACUSTRES DA BACIA DE TAUBATÉ, SP

Kenitiro Suguio *

Juracy Bento de Oliveira Vespucci *

* Instituto de Geociências (USP)

Pesquisa financiada pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Processo 40.3521/82-GC.

ABSTRACT

The sedimentation due to turbidity currents is not exclusive of the marine environment, being found also in the lakes. However, descriptions of lacustrine turbidites are very scarce in the literature. Only the occurrence of the Candeias Formation (Cretaceous of the Recôncavo Basin) in the State of Bahia (Bom Despacho locality - Itaparica Island) is known in Brazil.

Since 1969, several authors mentioned intercalations of sandy sediments within tertiary lacustrine pelites of the Tremembé Formation (Taubaté Basin). Recently, they have been interpreted as fluvial and due to gradual transition from dominantly lacustrine to dominantly fluvial conditions.

A detailed study of outcrop located at km 12.8 of the SP-123 highway (Quiririm to Campos do Jordão) allowed us to recognize the lacustrine turbidite facies, explaining the true significance of these sandy intercalations. This outcrop is 6 m thick, being constituted by sandy breccias, sandstones, siltstones and argillites of greenish colors. Load casts, normal graded beddings, ripple marks and horizontal laminations are frequently observed. One complete and two incomplete Bouma sequences have been recognized.

The lacustrine turbidites here described could be interpreted as distal facies of alluvial fans (clastic wedges), outcropping between km 18 and 20 of the SP-123 highway, representing more intense sinsedimentary tectonic activities in the basin.

INTRODUÇÃO

Descrições de turbiditos lacustres são bastante raras na literatura. Apenas cerca de 3% dos trabalhos publicados sobre correntes de turbidez e turbiditos referem-se a depósitos lacustres. É possível que esta escassez se deva à tendência de muitos autores de associar turbiditos a depósitos de "flysch".

Entre os trabalhos mais recentes versando sobre sedimentação turbidítica lacustre, podem ser mencionados os de THOMPSON & KELTS (1974) no Lago Zug (Suíça), GUSTAVSON (1975) no Lago Malaspina (Alasca), HARRISON (1975) no Lago Woodcock (Pensilvânia, Estados Unidos), STURM & MATTER (1978) no Lago Brienz (Suíça), PHARO & CARMACK (1979) no Lago Kamloops (Colúmbia Britânica, Canadá) e POSTMA, ROEP & RUEGG (1983) em um lago do Vale Leuvenumsche Beek (Holanda). No Brasil, a única ocorrência registrada de turbiditos lacustres é a da Formação Candeias, Cretáceo da Bacia do Recôncavo, Bahia (GHIGNONE, 1978). Neste trabalho é descrita a segunda ocorrência brasileira de turbiditos lacustres, encontrada na Bacia de Taubaté (Terciário do Estado de São Paulo), representando as fácies distais de leques aluviais, que regis-

tram as fases de recrudescimento das atividades tectônicas sinesdimen-
tares na bacia.

BREVES CONSIDERAÇÕES TEÓRICAS SOBRE TURBIDITOS

O termo turbidito foi introduzido na literatura geológica por KUENEN (1957) para designar os sedimentos depositados por correntes de turbidez, isto é, por uma mistura turbulenta de água e material sólido em suspensão, que se move como uma unidade independente a través da massa de água circundante, devido à diferença entre as suas densidades.

Os turbiditos possuem ampla distribuição estratigráfica, sendo reconhecidos desde o Pré-cambriano até o Holoceno. Dentre os vários modelos propostos para o seu reconhecimento destaca-se o de BOUMA (1962), sem dúvida o mais consagrado na literatura.

A maioria dos turbiditos antigos é encontrada em geossinclípios, constituindo depósitos de "flysch" ou semelhantes a "flysch". Isto levou muitos autores a considerarem turbiditos e "flysch" como sinônimos. Contudo, estes termos não são sinônimos, uma vez que turbiditos não são restritos a depósitos de "flysch", nem a uma determinada fase de evolução de um geossinclínio, e não possuem composição petrográfica específica. É importante ter-se sempre em mente que os turbiditos são formados por um determinado mecanismo de transporte e deposição e que necessitam de uma fonte de material terrígeno e de agentes que originem as correntes de turbidez, tais como corridas de lama, deslizamentos de terra, terremotos, fenômenos glaciais, etc., levando à rápida introdução de grande volume de sedimentos no mar ou lago. Conforme enfatiza GHIGNONE (1978), ainda que muitos os considerem depósitos de águas profundas, a única relação entre profundidade e turbiditos é a deposição abaixo do nível de base das ondas de tempestade, condição mínima para sua preservação. Conclui-se então que os turbiditos não são exclusivamente marinhos e nem restritos a geossinclípios, podendo ser depositados em águas relativamente rasas.

OS TURBIDITOS DA BACIA DE TAUBATÉ

A Bacia de Taubaté é uma fossa tectônica (*rift*) continental cenozóica do sudeste brasileiro, situada entre as Serras do Mar e Mantiqueira, paralelamente à costa atlântica, ocupando uma área de aproximadamente 2400 km² (Figura 1). Sua formação está relacionada com a evolução da Bacia de Santos, reflexo da Reativação Wealdeniana, iniciada no Jurássico Superior (ALMEIDA, 1976). Em um quadro regional mais amplo, seu desenvolvimento está ligado à evolução de uma margem continental do tipo atlântico, onde a região sudeste do Brasil deve ser considerada marginal à linha de ruptura do Atlântico Sul (HASUI et al., 1978).

Esta bacia constitui um "graben" assimétrico, com subsidência mais acentuada junto à Serra da Mantiqueira, apresentando três altos estruturais transversais. Sua borda sul é essencialmente erosiva, do tipo transgressivo, enquanto a norte é caracterizada por falhas normais (HASUI & PONÇANO, 1978).

O preenchimento sedimentar da bacia foi recentemente interpretado por VESPUCCI (1984) em termos de cinco sistemas deposicionais interrelacionados: Sistema Leque Aluvial Jacareí, Sistema Fluvial Entrelaçado (braided) Jacareí, Sistema Fluvial Meandrante Caçapava, Sistema Leque Aluvial Quiririm e Sistema Lacustre Tremembé. Durante a evolução da Bacia de Taubaté, estes sistemas controlados principalmente pela tectônica, assumiram importâncias variáveis, a intervalos de tempo distintos, caracterizando três fases contínuas de desenvolvimento da sedimentação: uma fase inicial predominantemente lacustrina, uma fase transicional e uma fase final predominantemente fluvial.

Durante o Terciário Inferior, em época não posterior ao

Oligoceno, a subsidência lenta, sincrônica à sedimentação, foi responsável pela implantação de um grande lago alongado, na região central da bacia, onde se depositavam sedimentos essencialmente pelíticos, que vieram a constituir o Sistema Lacustre Tremembé. Nesta época, a borda norte da bacia apresentava condições favoráveis para o desenvolvimento de uma sedimentação turbidítica lacustre associada à formação de leques aluviais coalescentes relacionados à Serra da Mantiqueira em ascenção.

Um dos leques mencionados está hoje representado pelo Sistema Leque Aluvial Quiririm, cuja fácie proximal é constituída por uma brecha polimítica de matriz arenoso-argilosa, muito micácea, com fragmentos desde milimétricos até de quase 1 m de gnaisse, pegmatito, quartzo-mica xisto, quartzito, quartzo e feldspato. Aflora entre os km 18 e 20 da Rodovia SP-123 (Quiririm-Campos do Jordão).

O Sistema Lacustre Tremembé é, por sua vez, definido por duas fácies: fácie lacustre propriamente dita e fácie turbidítica.

A fácie lacustre é constituída de siltitos, argilitos, folhelhos pirobetuminosos e sub-betuminosos e calcários. A cor predominante é a verde-oliva, com tonalidades variáveis segundo o teor de umidade. Quando aumenta a concentração de matéria orgânica, a cor torna-se mais escura, aproximando-se do preto. As principais estruturas sedimentares são a maciça, a laminação e as bioturbações que muitas vezes chegam a destruir quase que completamente a laminação, conferindo à rocha um aspecto mosqueado. O conteúdo fossilífero é rico, diversificado e characteristicamente continental. Ocorrem mamíferos, aves, répteis, crustáceos, moluscos, espongiários, insetos e vegetais.

A fácie turbidítica foi identificada num afloramento do km 12,8 da Rodovia SP-123 (Quiririm-Campos do Jordão). Trata-se de uma seqüência de cerca de 6 m de espessura, apresentando na base brechas sedimentares de matriz arenosa encimadas por arenitos, seguidos por siltitos e argilitos esverdeados e acinzentados, estes últimos típicos da fácie lacustre (Figura 2). As brechas e os arenitos são ricos nas seguintes estruturas sedimentares: estruturas de sobrecarga e gradação normal nas brechas e marcas onduladas com estruturas de chama (flame structures) locais e laminações paralelas nos arenitos (Figura 3). Os siltitos e argilitos apresentam laminações paralelas, incipientes nos últimos, perfurações por organismos (tubos preenchidos) e moldes de ostracodes. A sucessão de estruturas sedimentares que se inicia com sobrecarga e gradação normal no primeiro nível de brecha, seguidas de laminações paralelas, laminações onduladas e, novamente, laminações paralelas, acompanhadas por decréscimo na granulometria da base para o topo da seqüência, caracteriza a seqüência completa T_{A-E} de BOUMA (1962) e identifica as correntes de turbidez como agentes de transporte e deposição destes sedimentos. Além dessa seqüência completa, ocorrem mais duas seqüências de Bouma incompletas, indicando a superposição de, pelo menos, três ciclos distintos. Apenas mais um afloramento, situado na Estrada Guaratinguetá-Colônia Piagüi, 0,3 km antes de Piagüi, mostra novamente a fácie turbidítica, com duas seqüências de Bouma incompletas, associada a depósitos originados por escorregamentos, que serão discutidos a seguir.

Os depósitos supracitados são constituídos de siltitos argilosos, verdes, contendo pequenas camadas deformadas de arenito, diques de arenito irregulares e contorcidos, e lentes de extremidades lobadas de arenito com estratificações cruzadas e gradações. Estes corpos de arenito que aparecem imersos nos siltitos são resultantes de escorregamentos subaquosos, gerados por condições de instabilidade no lago. Fenômenos de fluidização dos arenitos originaram os diques, que ocorrem contorcidos devido à compactação posterior. Estes depósitos foram observados em dois afloramentos da Estrada Guaratinguetá-Colônia Piagüi, 1,5 km e 0,3 km antes daquela localidade.

Essa associação de fácies turbidíticas lacustres com depósitos originados por escorregamentos é também observada na Bacia do Recôncavo (MEDEIROS & PONTE, 1981) e em um lago do Vale Leuvenumsche

Beek (Holanda) (POSTMA, ROEP & RUEGG, 1983).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As camadas arenosas intercaladas nos depósitos lacustres da Formação Tremembé já haviam sido reconhecidas e descritas por SUGUIO (1969). Essas camadas foram interpretadas por HASUI & PONÇANO (1978) como sedimentos fluviais resultantes da passagem gradual de condições predominantemente lacustrinas a predominantemente fluviais.

Entretanto, a sucessão em que são encontradas algumas estruturas sedimentares primárias presentes nas camadas arenosas, levando ao reconhecimento de várias sequências de Bouma, conduziram os autores a interpretá-las como fácies turbidíticas associadas ao Sistema Lácustre Tremembé.

Além disso, a relativa proximidade entre os depósitos turbidíticos e os afloramentos do Sistema Leque Aluvial Quiririm, separados entre si de pouco mais de 5 km e situados próximo à borda da bacia submetida a atividades tectônicas mais intensas durante a sedimentação, sugere que os depósitos turbidíticos representem fácies distais dos leques aluviais.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos Profs. Gerusa Maria Duarte, Daniel Atêncio e Dr. Murilo Rodolfo de Lima pela revisão do manuscrito.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. (1976) The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. An.Acad.brasil.Ciênc., Rio de Janeiro, RJ, 48:15-26 [Suplemento].
- BOUMA, A.H. (1962) Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier Publ.Co., Amsterdam, 168p.
- CARNEIRO, C.D.R. & PONÇANO, W.L. (1981) As unidades geológicas do Estado de São Paulo. In: Mapa Geológico do Estado de São Paulo (Escala 1:500.000). PRÓ-MINÉRIO, PROMOCET, SICCT, São Paulo, SP, I: 4-11.
- GUSTAVSON, T.C. (1975) Bathymetry and sediment distribution in proglacial Malaspina Lake, Alaska. Jour.sedim.Petrol., 45(2):450-461.
- HARRISON, S.S. (1975) Turbidite origin of glaciolacustrine sediments, Woodcock Lake, Pennsylvania. Jour.sedim.Petrol., 45(3):738-744.
- HASUI, Y.; GIMENEZ, A.F.; MELO, M.S. (1978) Sobre as bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. XXX Congr.Bras.Geol., Recife, PE, Anais, 1:382-392.
- HASUI, Y. & PONÇANO, W.L. (1978) Organização estrutural e evolução da Bacia de Taubaté. XXX Congr.Bras.Geol., Recife, PE, Anais, 1: 368-381.
- KUENEN, PH.H. (1957) Sole markings of graded graywacke beds. Jour. Geol., Chicago, 65(3):231-258.
- MEDEIROS, R.A. & PONTE, F.C. (1981) Roteiro geológico da Bacia do Recôncavo (Bahia). PETROBRÁS/SEPES/DIVEN/SEN, Bahia, 51p.

PHARO, C.H. & CARMACK, E.C. (1979) Sedimentation processes in a short residence-time intermontane lake, Kamloops Lake, British Columbia. *Sedimentology*, 26:523-541.

POSTMA, G.; ROEP, T.B.; RUEGG, G.H.J. (1983) Sandy-gravelly mass-flow deposits in an ice-marginal lake (Saalian, Leuvenumsche Beek Valley, Veluwe, the Netherland), with emphasis on plug - flow deposits. *Sedimentary Geology*, 34:59-82.

STURM, M. & MATTER, A. (1978) Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. *Spec.Publs.int.Ass.Sediment.*, 2:147-168.

SUGUIO, K. (1969) Contribuição à geologia da Bacia de Taubaté, Vale do Paraíba, Estado de São Paulo. Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo. Bol.nº esp., 106p.

THOMPSON, R. & KELTS, K. (1974) Holocene sediments and magnetic stratigraphy from Lakes Zug and Zurich, Switzerland. *Sedimentology*, 21:577-596.

VESPUCCI, J.B.O. (1984) Sistemas deposicionais e evolução tectono-sedimentar da Bacia de Taubaté, SP. Instituto de Geociências da U niversidade de São Paulo, 98p. [Dissertação de Mestrado].

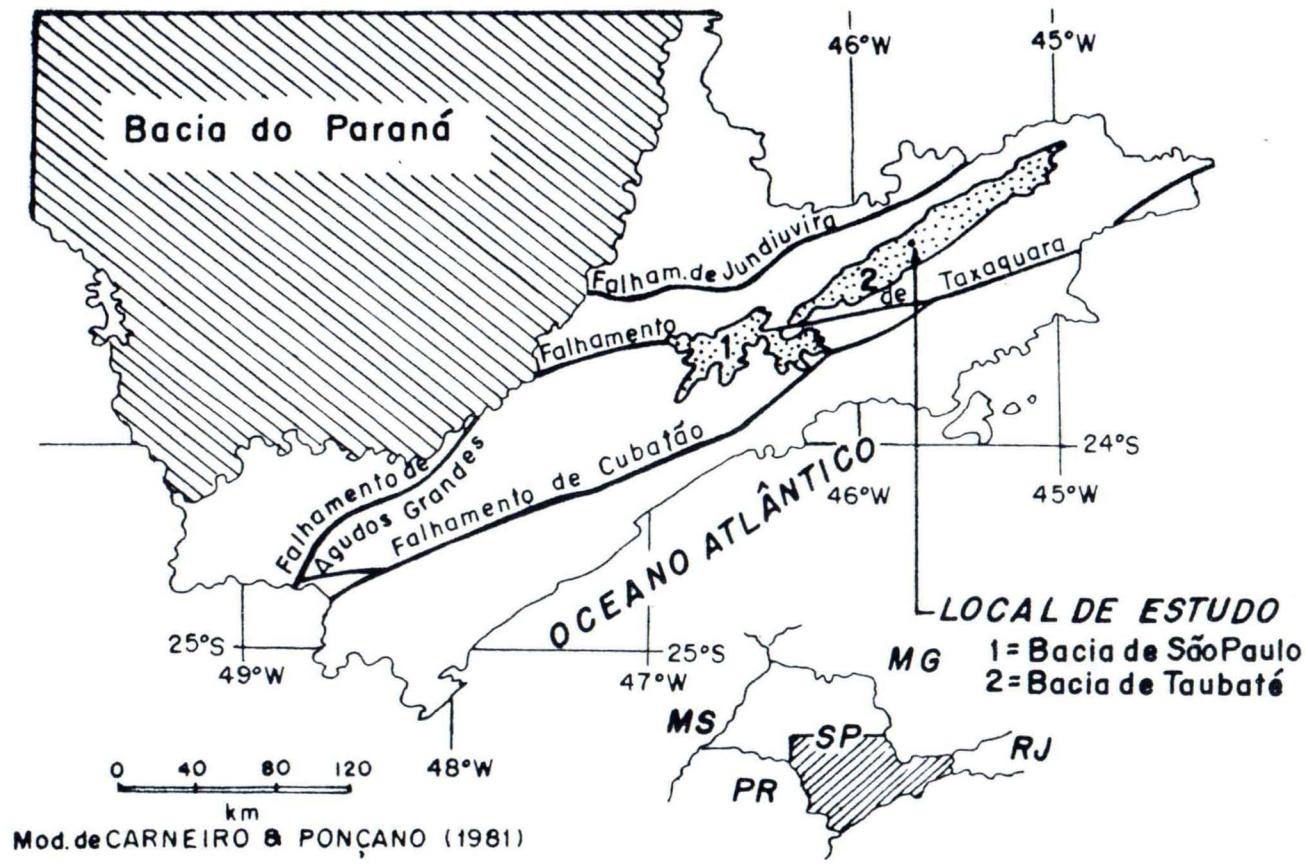


FIG. 1 - SITUAÇÃO DA BACIA DE TAUBATÉ NO ESTADO DE SÃO PAULO COM INDICAÇÃO DO LOCAL DE ESTUDO.

Interv. sequén. Descr. sucinta da litologia Bouma		Sequência de Bouma	Mecanismo de transporte	
		Sequência incompleta		
6	Solo			
5				
4	Argilito micáceo, cores IOR 4/2 (vermelho acinzentado) a IOR 3/4 (marrom avermelhado escuro), com moldes de ostracodes e bioturbações.			
3	B-C-D indist.			
2	Arenito fino, muito micáceo, cores IOYR 8/6 (laranja amarelado pálido) a IOYR 6/6 (laranja am escuro).			
1	Brecha arenosa como a de baixo.			
0	B-C-D indist.			
	Alternância de siltito areno-argiloso, micáceo, cor IOY 6/2 (verde oliva pálido) e arenito fino micáceo cores IOR 7/4 (rosa alaranjado moderado) a IOR 4/6 (marrom avermelhado moderado) com muitas bioturbações e incipientes laminações.			
	Siltito areno-argiloso, micáceo, cor IOY 6/2, com bioturbações.			
	Argilito micáceo, cor IOY 6/2 com moldes de ostracodes e muitas bioturbações.			
	D	Sequência completa	Tração e suspensão →	
	C		Tração →	
	B		Suspensão →	
	A			
	Arenito fino, argiloso, micáceo, cores IOR 7/4 e IOR 4/6, laminação horizontal e ondulações incipientes.			
	Arenito fino como acima com níveis de marcas onduladas mal formadas.			
	Brecha arenosa grossa, micácea, com fragmentos de quartzo, feldspato, xisto, gnaiss e arenito, cor IOR 7/4 (secundária?), com estr. gradac.			
	Arenito fino, argiloso, muito micáceo, cor 5Y5/2 (cinza oliva claro).			

FIG. 2 – SEÇÃO COLUNAR DO AFLORAMENTO DA FORMAÇÃO TREMEMBÉ NO KM 12,8 DA RODOVIA SP-123 (QUIRIRIM-CAMPOS DO JORDÃO) NO VALE DO PARAÍBA.

Paleoambiente lacustre
Formação Tremembé

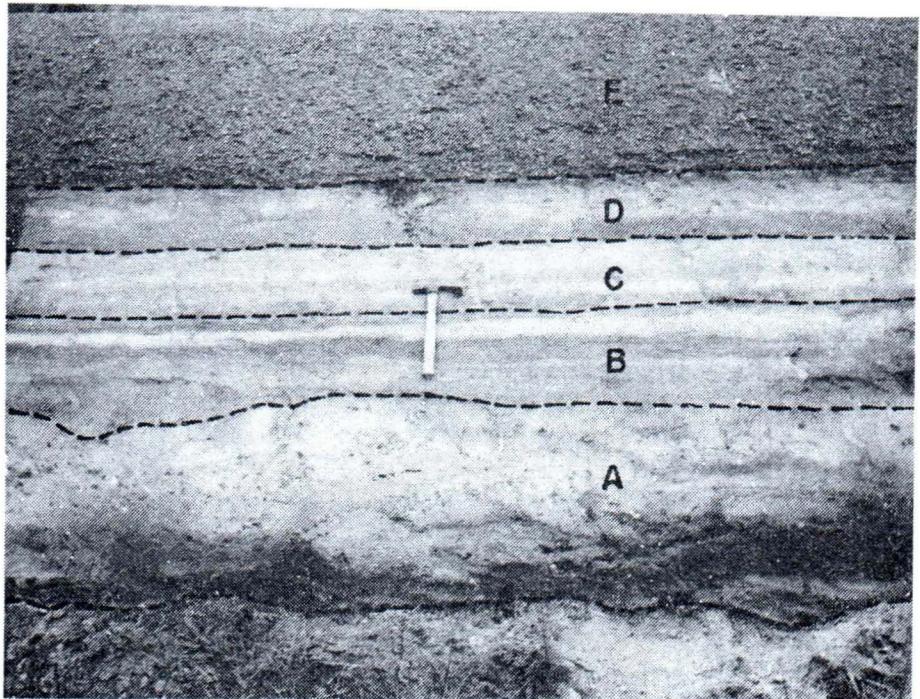


FIG. 3 - Brecha arenosa com estrutura de sobrecarga e gradação normal sobreposta por arenito com marcas onduladas e laminações paralelas e por argilito laminado.