

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS - GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

SEDIMENTAÇÃO DA LAGOA ITAPEVA, RS - BRASIL.

MICHEL DOEPPRE IVANOFF

Orientador – Prof. Dr. Elírio Ernestino Toldo Júnior

Porto Alegre - 2013

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS - GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

SEDIMENTAÇÃO DA LAGOA ITAPEVA, RS - BRASIL.

MICHEL DOEPPRE IVANOFF

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Sérgio Rebello Dillenburg – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Prof.^a Dr.^a Carla Van Der Haagen Custodio Bonetti – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina.

Prof. Dr. Roberto Lima Barcellos – Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do de Pernambuco.

Dissertação de Mestrado apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2013

SUMÁRIO

RESUMO	4
ABSTRACT	5
CAPÍTULO 1 - Introdução.....	7
CAPÍTULO 2 – SEDIMENTAÇÃO DA LAGOA ITAPEVA, RS – BRASIL.....	15
RESUMO	16
ABSTRACT	16
1. INTRODUÇÃO	17
2. LOCALIZAÇÃO E ÁREA DE ESTUDO	17
3. METODOLOGIA.....	19
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	21
4.1 Padrões Texturais e Morfologia de Fundo	21
4.2. Aporte Sedimentar	25
4.3. Forçantes da Circulação Lacustre	27
5. CONCLUSÕES.....	30
REFERÊNCIAS.....	31
CAPÍTULO 3 – SEDIMENTATION RATE AND SEDIMENT DYNAMICS OF ITAPEVA LAKE IN SOUTHERN BRAZIL.....	34
ABSTRACT	35
1. INTRODUCTION	35
2. LOCATION AND STUDY AREA	37
3. MATERIALS AND METHODS	39
4. RESULTS AND DISCUSSION.....	42
4.1. Sedimentation Rate.....	42
4.2. Textural Analysis.....	46
4.3. Lacustrine Evolution	48
5. CONCLUSIONS	51
REFERENCES	51

RESUMO

A Lagoa Itapeva localizada na porção norte da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, compreende uma superfície de aproximadamente 125 km². Os terrenos na encosta do planalto Serra Geral drenados pela Bacia dos rios Três Forquilhas e Cardoso, são constituídos por rochas vulcânicas e sedimentares submetidos a taxas médias de precipitação anual de 1300 mm. Os parâmetros climáticos, composição mineralógica e relevo propiciam condições favoráveis a intemperização e erosão das rochas fornecendo expressivos volumes de sedimentos que são transportados para o interior lacustre. Os parâmetros que estabelecem as condições deposicionais na Lagoa Itapeva são controlados principalmente pelo nível de energia das correntes e ondas provocadas pelo vento. Estas condições foram verificadas através de amostras de fundo analisadas em laboratório de sedimentologia obtidas com amostrador Van Veen ao longo de perfis transversais E-W georreferenciados com GPS. A partir dos resultados elaboraram-se mapas texturais com percentual da distribuição granulométrica dos sedimentos fundo e matéria orgânica da Lagoa Itapeva. Com estes percentuais, associou-se a distribuição granulométrica à hidrodinâmica, utilizando-se para tanto o Diagrama de Pejrup. Desta forma, foram identificados quatro setores cujos percentuais de areia variam de: 90–100; 50-90; 10-50 e 0-10, sendo interpretados como indicativos da energia do ambiente deposicional. Os resultados obtidos permitiram o conhecimento do processo de sedimentação da Lagoa Itapeva e a identificação das áreas de maior dinâmica de sedimentos. A taxa de sedimentação foi estimada através da obtenção de três testemunhos rasos de sondagem a qual foi aplicado o método geocronológico ²¹⁰Pb. Os valores indicaram taxas de sedimentação na ordem de 2,9 mm.a⁻¹, 2,4 mm.a⁻¹ e 3,2 mm.a⁻¹ no sentido norte sul. A contribuição da drenagem do rio Três Forquilhas foi o principal condicionante na diferença entre estes setores aumentando a taxa de sedimentação perto da desembocadura.

ABSTRACT

The Itapeva Lake, whose surface area is about 125 km², is located in the northern region of the Coastal Plain in Rio Grande do Sul state, Brazil. The highland of the Serra Geral plateau is drained by the basin of the Três Forquilhas and Cardoso rivers and formed by volcanic and sedimentary rocks which get annual average rainfall of 1300 mm. The climate parameters, the mineralogical composition and the relief provide favorable conditions to the weathering and erosion of rocks; thus, large volumes of sediments are transported to the lacustrine body. The parameters that determine the depositional conditions in the Itapeva Lake are mainly controlled by the energy level of the currents and waves caused by the wind. These conditions were studied after the collection of bottom samples – with a Van Veen sampler along E-W transversal profiles georeferenced by GPS – and their analysis in a sedimentology laboratory. Results led to the texture mapping with the percentage of granulometric distribution of the bottom sediments and the organic matter found in the Itapeva Lake. The Pejrup's diagram was then applied to associate the granulometric distribution with the hydrodynamics. As a result, four sectors, whose sand percentage ranged from 90 to 100, 50 to 90, 10 to 50 and 0 to 10, were identified. It was interpreted as an indicator of the energy in the depositional environment. Results also provided knowledge about the sedimentation process in the Itapeva Lake and the identification of areas where there is more intense sedimentary dynamics. The sedimentation rate was estimated by collecting three shallow cores and applying the ²¹⁰Pb geochronology method. Values showed sedimentation rates in the order of 2.9 mm.a⁻¹, 2.4 mm.a⁻¹ and 3.2 mm.a⁻¹ in the N-S direction. The contribution of the drainage of the Três Forquilhas river was mainly responsible for the difference among these sectors since it increased the sedimentation rate near its mouth.

ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

A presente dissertação foi estruturada na forma de integração de artigos científicos de acordo com a norma 103 do Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul PPGGEO-UFRGS.

Os artigos foram submetidos à publicação em periódicos composto de corpo editorial independente, desta forma os resultados, análises, e discussões desta pesquisa são apresentados diretamente nos artigos escritos pelo autor durante o desenvolvimento do mestrado. Conseqüentemente sua organização compreende as seguintes partes:

O capítulo I refere-se introdução, sendo o texto que explica e sintetiza a proposta da pesquisa, contendo os objetivos e o estado da arte do tema da dissertação.

No capítulo II é apresentado o artigo “SEDIMENTAÇÃO DA LAGOA ITAPEVA – RS – BRASIL”, submetido ao periódico Pesquisas em Geociências conforme carta de recebimento em anexo.

O capítulo III apresenta o artigo “SEDIMENTATION RATE AND SEDIMENT DYNAMICS OF ITAPEVA LAKE IN SOUTHERN BRAZIL”, submetido ao periódico *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, conforme carta de recebimento em anexo.

Capítulo 1 - Introdução

1. INTRODUÇÃO

A Lagoa Itapeva é um corpo lacustre raso inserido na porção norte da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS), a qual representa a unidade geológica mais recente do Estado. O conjunto de corpos aquosos interligados existentes nesta área foi denominado por Tomazelli e Willwock (1991) de Sistemas Lagunares Holocênicos, sendo a Lagoa Itapeva – a mais setentrional deste conjunto – o objeto de interesse especial desta pesquisa.

Os sistemas deposicionais lagunares existentes na costa do Rio Grande do Sul são compostos basicamente por lagoas costeiras, as quais não apresentam conexão direta com o oceano, bem como de lagunas, conectadas a ele permanentemente através de canais de ligação (*inlet*).

Do ponto de vista geológico estes corpos aquosos atuam como verdadeiros “filtros”, selecionando a carga detrítica que aporta na PCRS. Assim, os sedimentos transportados pelos sistemas fluviais com granulometria grossa (areia), são aprisionados em seu interior desenvolvendo sistemas deposicionais deltaicos e depósitos lagunares, em retrabalhamento pelas condições hidrodinâmicas atuais. Somente os materiais lamosos compostos de granulometria fina (siltes e argilas) conseguem, efetivamente, transpor estas barreiras, e, assim, passam a ser exportados para o oceano.

Em um contexto evolutivo, lagoas costeiras são ambientes dinâmicos de intensa sedimentação que, eventualmente, evoluem para outros tipos de ambientes por meio de preenchimento por sedimentos, atividade tectônica ou mudanças eustáticas no nível do mar. A escala de tempo desta transição ambiental é geologicamente rápida, e pode-se esperar que, mantendo-se inalteradas as condições atuais, tais mudanças ocorram dentro de décadas ou séculos.

Desta forma, o conhecimento efetivo sobre a dinâmica dos processos sedimentares como erosão, transporte e deposição, permite compreender a gênese de feições morfológicas e estruturas peculiares típicas destes corpos lacustres. A análise desses mecanismos, observados os distintos processos presentes, fornece subsídios para obtermos ferramentas essenciais ao estudo multidisciplinar, visando ao gerenciamento destes sistemas costeiros.

Outra preocupação fundamental aos estudos sedimentológicos realizados em lagoas costeiras é a origem e a taxa de sedimentos erodidos e transportados para as bacias de deposição, além do volume que efetivamente é depositado em seu interior, ou seja, a taxa de sedimentação.

Lagoas costeiras são ambientes altamente sensíveis às variações nas taxas de fornecimento sedimentar. Essas variações estão relacionadas à intensidade dos processos que controlam a disponibilidade de sedimentos, tais como os efeitos do clima, do relevo, da vegetação e a composição rochosa (Blatt *et al.*, 1972).

O contexto geológico no qual está inserida a área de estudo favorece uma intensa produção de sedimentos devido ao efeito orográfico do planalto da Serra Geral. A orografia intensifica o processo da produção sedimentar em uma relação linear com o aumento da altitude. Segundo Ruxton e McDougall (1967), as taxas de erosão variam entre 7 cm/1000 anos, para uma altitude de 60 metros; e 76 cm/1000 anos, para uma altitude de 762 metros.

Assim sendo, as altitudes próximas aos 1000m no entorno da lagoa fazem com que os rios que escoam pelas vertentes da Serra Geral transfiram diretamente à Lagoa Itapeva uma expressiva carga detrítica equivalente a 53.120 Ton.a⁻¹ (ECOPLAN, 1997).

Os efeitos do clima também integram informações relevantes em estudos referentes à produção de sedimentos em áreas costeiras. As regiões Temperadas, nas quais se enquadra a Lagoa Itapeva, ainda que possuam extensas coberturas vegetais inibindo a produção sedimentar, apresentam taxas de erosão substanciais, na ordem de 10 a 50 toneladas km² (Lisitzin, 1972). Porém, a produção de sedimentos é moderada, de 10 a 100 toneladas km⁻².a⁻¹ (Milliman e Meade, 1983). Isto, em parte, depende do grau de exposição do solo e do desgaste químico das rochas.

No que se refere à quantidade de sedimentos que efetivamente se depositam no interior destes sistemas lacustres, diversos estudos têm se preocupado com a obtenção das taxas de sedimentação, utilizando-se de radionuclídeos em estimativas tanto de longo quanto de curto prazo. Essas técnicas se mostraram a maneira mais acurada para obtenção de idades absolutas, uma vez que a meia-vida dos elementos é conhecida e podem assim ser mensuradas.

Neste sentido, esta pesquisa valeu-se da técnica de obtenção das taxas de sedimentação de curto prazo através do radioisótopo ²¹⁰Pb, desenvolvido por Goldberg e Koide (1962). O ²¹⁰Pb é um excelente marcador de taxas de sedimentação para sedimentos com idades inferiores a 250 anos, com maior aplicabilidade para sedimentos com idades entre 5 e 100 anos.

A obtenção das taxas de sedimentação por este método baseia-se no princípio do decaimento radioativo do elemento ²³⁸U (Fig. 1). Os radionuclídeos da série do decaimento do ²³⁸U são elementos radioativos naturais presentes no ambiente em quantidades traços. O ²²⁶Ra

($t_{1/2} = 1622$ anos), um elemento intermediário da série, presente na crosta terrestre decai para o gás ^{222}Rn ($t_{1/2} = 3,8$ dias) que pode deslocar-se da área de formação à atmosfera, e, após sucessivos decaimentos de elementos com meias-vidas curtas, decai para o ^{210}Pb .

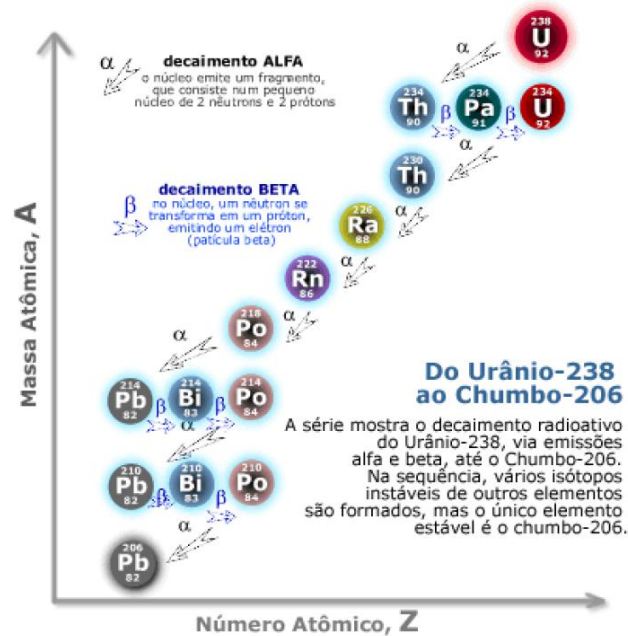


Figura 1. Decaimento radioativo do ^{238}U extraído de QMCWEB (2001).

O ^{210}Pb ($t_{1/2} = 22,3$ anos) decai, via emissão de partículas beta ($E_{\beta} = 17$ keV) e raios gama ($E_{\gamma} = 47$ keV), para ^{210}Bi ($t_{1/2} = 5,01$ dias, $E_{\beta} = 1,16$ MeV), o qual origina o ^{210}Po ($t_{1/2} = 138,4$ dias, $E_{\alpha} = 5,31$ MeV) e finalmente gera o elemento estável ^{206}Pb .

O ^{210}Pb presente na atmosfera é transferido diretamente através da precipitação atmosférica para lagos e reservatórios, ou indiretamente pelo escoamento superficial das bacias hidrográficas, em um intervalo de tempo de residência de 9,6 dias a algumas semanas (Eakins & Morrison, 1978; Ivanovich e Harmon, 1992). Deste modo, quando entra em um lago ou oceano, acaba se depositando no fundo, e, posteriormente, passa a ser incorporado à coluna sedimentar por processos de trocas químicas e sedimentação na interface sedimento/água.

Ao ser incorporado na coluna sedimentar o ^{210}Pb é considerado imóvel quimicamente e se mantém até o seu decaimento para o ^{210}Bi . O ^{210}Pb originado desta forma é considerado *não suportado* (Goldberg, 1963), e sua atividade tende a diminuir gradativamente com o aumento da profundidade nos sedimentos.

O ^{210}Pb originado pelo decaimento do particulado ^{226}Ra e de seu elemento “filho” ^{222}Rn *in situ*, é considerado *suportado*, ou seja, aquele que está contido dentro das camadas sedimentares ou rochosas (Goldberg, 1963), sem que tenham sido deslocados para uma fase

gasosa livre na atmosfera. A partir da diferença entre as atividades do ^{210}Pb *não suportado* e as do ^{210}Pb *suportado* é que permite o cálculo das taxas de sedimentação. O ciclo do ^{210}Pb na natureza é ilustrado na figura 2.

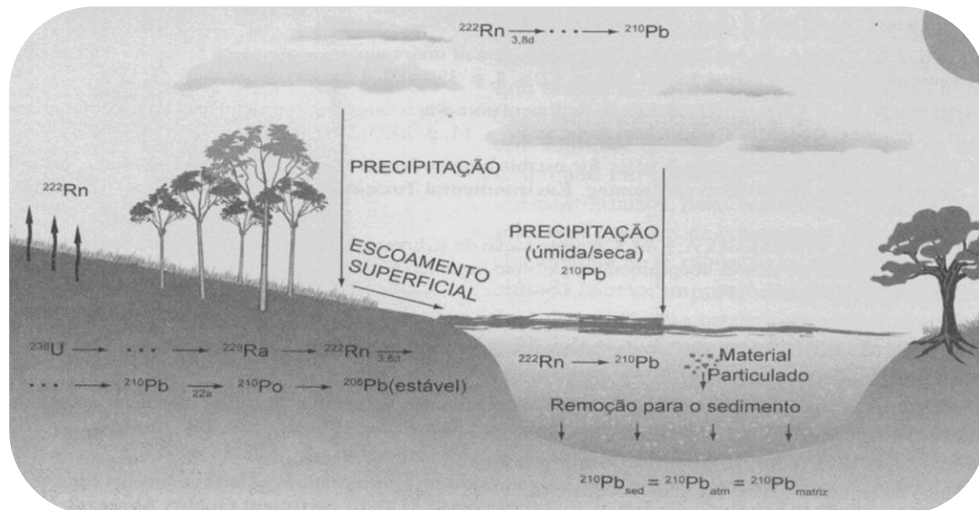


Figura 2. Ciclo do ^{210}Pb na natureza extraído de Mozeto (2004).

Devido à reduzida profundidade destes ambientes costeiros, associada aos típicos processos de sedimentação lacustre – como progradação deltaica, evolução de ambientes paludiais e segmentação lagunar – estes corpos aquosos possuem características efêmeras e são destinados a evoluírem para pântanos costeiros em alguns milhares de anos (Fairbridge, 1980).

Entretanto, com as alterações no clima decorrentes das atividades antrópicas, um novo paradigma se estabelece no processo de evolução destes corpos costeiros. Segundo Barth e Titus (1984), se a taxa de aumento do nível relativo do mar (NRM) for acelerada durante o próximo século, a acreção sedimentar pode não ser suficiente para manter a tendência de preenchimento, mantendo assim um estado de equilíbrio ou de submersão.

Em estudo na costa atlântica dos EUA e em Pântanos da costa do Golfo, Stevenson *et al.* (1986) demonstram que alguns pântanos lagunares, em fase final de evolução, não mais mantêm o ritmo de colmatação, devido ao recente aumento do NRM.

Em estudo realizado por Nichols (1989), foram avaliadas as taxas de sedimentação e as taxas de variação do NRM em 20 lagoas costeiras situadas na costa atlântica e na costa do Golfo dos EUA. Os resultados demonstram uma série de diferenças que variam entre dois

extremos: um "superávit" lagunar em que a acreção sedimentar excede a taxa de aumento do NRM, e um "déficit" lagunar em que o aumento do NRM excede a taxa de acreção.

Como esperado, lagoas com ativa sedimentação deltaica, como Apalachicola, Mobile, Atchafalaya e Leste Matagorda, da costa do Golfo EUA, têm uma diferença positiva acrescionária ou excedente de sedimentos, principalmente na faixa de 2,8 a 4,0 mm.a⁻¹ nas medições de curto prazo (décadas).

Em contrapartida, várias lagoas como Matagorda e Galveston, também da costa do Golfo, apresentaram diferenças negativas na ordem de -2,0 a -4,3 mm.a⁻¹: nelas, a taxa de elevação do NRM supera a taxa de sedimentação. Ainda assim, a maioria destas lagoas apresenta um perfil próximo ao equilíbrio (+1,6 mm.a⁻¹), de forma que a taxa de acreção quase se iguala à ascensão do NRM. Portanto, os conceitos de evolução lagunar precisam considerar a interação entre acreção e mudanças do nível relativo do mar, para o entendimento evolutivo destes corpos costeiros.

Diante desses cenários dinâmicos em que se expõem atualmente as lagoas costeiras, o presente trabalho tem como objetivo principal interpretar o processo de sedimentação na Lagoa Itapeva visando o estudo evolutivo deste ambiente deposicional. Neste sentido, os resultados objetivam contribuir para a predição do comportamento relativo à dinâmica dos sedimentos bem como avaliar os processos de sedimentação e submersão vinculada à elevação do NRM.

A metodologia empregada no primeiro capítulo, referente à sedimentação da Lagoa Itapeva, contou com a obtenção de 82 amostras sedimentares de fundo, às quais foram empregadas análises granulométricas para confecção de mapas texturais. Este estudo possibilitou interpretar a energia hidrodinâmica no interior lacustre através do Diagrama de Pejrup (1988), estabelecendo um parâmetro energético deposicional baseado no teor de lama presente nos sedimentos.

Além disso, foi estimada a predição de ondas no piso lacustre através do modelo teórico do Shore Protection Manual (1984). Este estudo possibilitou interpretar a velocidade orbital das ondas sob o fundo e identificar as áreas de maior dinâmica sedimentar.

Para realizar os objetivos do capítulo 2, relativo à taxa de sedimentação recente e dinâmica sedimentar, foram obtidos três testemunhos sedimentares rasos, que permitiram medir as taxas de sedimentação pelo método geocronológico do ²¹⁰Pb, sendo os resultados comparados aos dados do IPCC (2007), para elevação do NRM.

REFERÊNCIAS:

- Barth, M.C. and Titus, J.G., 1984. Greenhouse Effect and Sea Level Rise. Van Nostrand-Reinhold, New York, 384 pp.
- Blatt, H., Middleton, G., Murray, R. 1972. Origin of sedimentary rocks. Prentice Hall, Inc. New Jersey. 634p.
- Eakins, J.D., Morrison, R.T. 1978. New procedure for the determination of Lead- 210 in lake and marine sediments. J . Appl Radiat. Isot., 29, 531-536.
- ECOPLAN Engenharia Ltda. 1997. Avaliação da disponibilidade hídrica superficial e subterrânea do litoral norte do Rio Grande do Sul, englobando todos os corpos hídricos que drenam para o Rio Tramandaí. Relatório Técnico Final. ECOPLAN. São Paulo.
- Fairbridge, R.W. 1980. The estuary: its definition and geodynamic cycle. In: E. Olausson and I. Cato (Editors), Chemistry and Biogeochemistry of Estuaries. Wiley, New York, pp.1-35.
- Goldberg, E.D. e Koide M. 1962. Geochronological studies of deep-sea sediments by the ionium-thorium method. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 26, 417-450.
- Goldberg, E.D. 1963. Geochronology with ²¹⁰Pb. In: International Symposium on Radioactive Dating. Vienna, 121-131.
- IPCC, 2007. Climate Change 2007. Cambridge University Press, The Scientific Basis.
- Jevrejeva, S, Moore, JC, Grinsted, A, 2008. Recent sea level acceleration started over 200 years ago? Geophysical Research Letters 35 (8), L08715.
- Ivanovich, M., Harmon, R.S. 1992. Uranium-series disequilibrium: applications to earth, marine, and environmental sciences. 2^o ed., Oxford Clarendon Press, Oxford, New York, 910p.
- Lisitzin, A.P. 1972 Sedimentation in the world ocean. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 17-218 pp.
- Milliman, J.D. e Meade, R.H. 1983 World-wide delivery of river sediment to the oceans. Journal of Geology 91, 1-21.
- Mozeto, A.A. 2004. Sedimentos e particulados lacustres: Amostras e análises biogeoquímicas. In Bicudo, C.E. de M. e D. de C. Bicudo. (orgs.). Amostragem em limnologia. São Carlos: RIMA, p. 329 – 351.
- Nichols, M. 1989. SEDIMENT ACCUMULATION RATES AND RELATIVE SEA-LEVEL RISE IN LAGOONS. *Marine Geology*, 88 (1989) 201-219.
- Pejrup, M. 1988. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments a new approach. In: Boer, P.L.; van Gelder, A. & Nio, S.D.(ed.). Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies. D. Reidel, Dordrecht. P.289-300.

- QMCWEB (Revista Eletrônica do Departamento de Química da Universidade Federal de Santa Catarina). 2001. Química Nuclear. Florianópolis, v44. Disponível em <<http://www.qmc.ufsc.br/qmcweb/exemplar44.html>>. Acesso em: 10 de Jan. 2012.
- Ruxton, B. P. & McDougall, I. 1967. Denudation Rates in Northeast Papua from Potassium-Argon Dating of Lavas," *Amer. Jour. Sci.*, 265, 545-561.
- Stevenson, J.C., Ward, L.G. e Kearney, M.S. 1986. Vertical accretion in marshes with varying rates of sea level rise. In: D.A. Wolfe (Editor), *Estuarine Variability*. Academic Press, New York, pp.241-260.
- Tomazelli, L. J. e Villwock, J. A. 1991. Geologia do sistema lagunar holocênico do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *In: Pesquisas*. Porto Alegre: 18(1), 13-24.
- Shore Protection Manual. 1984. 4 ed. U.S. Army Engineer Experiment Station, Vicksburg. 2v. Belvoir, VA.

Capítulo 2 – Sedimentação da Lagoa Itapeva, RS – Brasil.

(Artigo submetido ao periódico Pesquisas em Geociências)

SEDIMENTAÇÃO DA LAGOA ITAPEVA, RS – BRASIL.

MICHEL DOEPPRE IVANOFF¹; ELÍRIO E. TOLDO JR¹; RUBENS CESAR LOPES FIGUEIRA²; PAULO ALVES DE LIMA FERREIRA².

¹ Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Caixa Postal 15001, CEP 91509-900, Porto Alegre - RS.

² Universidade de São Paulo, Departamento de Oceanografia Física, Química e Geológica. Praça do Oceanográfico, 191 - Cidade Universitária - São Paulo – SP, CEP 05508-120.

RESUMO

Os fatores hidrodinâmicos que controlam a sedimentação na Lagoa Itapeva foram avaliados através do mapa de distribuição granulométrica gerado a partir do diagrama de Pejrup (1988) e da análise da ação hidrodinâmica induzida pelas ondas no corpo lacustre. Os padrões texturais das amostras de fundo indicaram a presença de significativa energia hidrodinâmica atuante no processo de sedimentação, com predomínio da fração arenosa nas margens submersas e granodecrescência para tamanhos silte grosso a fino em direção ao centro. O teor de matéria orgânica também apresenta este padrão com aumento gradativo na área central do corpo lacustre e nas proximidades das desembocaduras dos rios Três Forquilhas e Cardoso. Os principais processos que controlam a sedimentação na lagoa são controlados pelo aporte de sedimentos fluviais, redistribuídos pela ação das ondas e correntes induzidas pela ação dos ventos. A concentração de grãos tamanho argila é pouco significativa, devido a baixa inserção pelos tributários além da agitação gerada por ondas sobre o piso lacustre que dificulta a deposição desta classe granulométrica. A presença de sedimentos finos nos locais mais profundos e nas áreas mais abrigadas indica a influência de correntes menos efetivas, permitindo a deposição nestes locais.

Palavras Chave: Sedimentação lacustre, hidrodinâmica lacustre, Lagoa Itapeva.

ABSTRACT

Hydrodynamic factors that control sedimentation in the Itapeva Lake were assessed on the granulometric distribution map generated by the Pejrup's diagram (1988) and by the analysis of the hydrodynamic action which results from the waves in the lacustrine body. The texture patterns of bottom samples showed that there was significant hydrodynamic energy in the sedimentation process: the sand fraction predominated in the submerged margins whereas grain size decrease, from coarse silt to fine silt, moved towards the center. The content of organic matter also had this pattern, with a steady increase in the central area of the lacustrine body and near the mouths of the rivers Três Forquilhas and Cardoso. The main processes that determine sedimentation are mainly controlled by the amount of fluvial sediment which is redistributed by the action of waves and currents resulting from the action of winds. The concentration of clay-sized grains is not very significant not only because there is low insertion by the tributaries, but also because the wave agitation prevents this granulometric class from depositing on the lacustrine bottom. Fine sediment in the deepest spots and in the most sheltered areas shows the influence of less effective currents which enable deposition in these areas.

Key words: Lacustrine sedimentation, lacustrine hydrodynamics, Itapeva Lake.

1. INTRODUÇÃO

Lagoas costeiras são corpos aquosos relativamente rasos, separados do oceano por barreiras arenosas, ou em alguns casos conectadas a ele por um ou mais canais restritos. Muitas lagoas e seus depósitos associados são resultantes da variação do nível do mar durante o Quaternário e da construção de barreiras por processos marinhos, que isolam parcial ou totalmente os corpos lagunares (Kjerfve, 1997).

A evolução destes corpos costeiros em grande parte é determinada por ciclos, de forma que o seu desenvolvimento deriva de uma baía rasa aberta ou de um vale estuarino parcialmente isolado. Devido ao preenchimento progressivo por sedimentos, tais corpos evoluem a pântanos ou depósitos deltaicos. Desta forma, seu término normalmente é determinado por deposição sedimentar ou pelo aumento do nível relativo do mar, ocasionando destruição por erosão marinha (Nichols, 1989). Devido à estabilidade temporária do nível do mar, estes ambientes representam produtos momentâneos do ponto de vista geológico e de processos de sedimentação costeira.

Durante o século passado, muitas regiões litorâneas e áreas no entorno de lagoas costeiras atraíram grandes núcleos populacionais e, desta forma, tornaram-se ameaçadas pelos resíduos emitidos pelas indústrias e pelos núcleos urbanos. Além disso, as atividades antrópicas alteram drasticamente o fornecimento de sedimentos nestes ambientes, através da construção de barragens ou utilização de bacias hidrográficas para inserção da agricultura.

A análise das características da dinâmica sedimentar é essencial ao gerenciamento destes sistemas costeiros. Processos dinâmicos como erosão, transporte e deposição criam feições morfológicas e estruturas peculiares, de forma que o entendimento desses mecanismos, observados os distintos processos presentes, fornece subsídios para avaliar a evolução destes ambientes sedimentares.

Sendo assim, o presente trabalho tem por objetivo caracterizar a composição textural e distribuição dos sedimentos do piso lacustre, bem como a ação hidrodinâmica provocada pela ação das ondas associada à morfologia de fundo – contribuindo, desta forma, para um melhor entendimento da dinâmica sedimentar destes ambientes costeiros modernos.

2. LOCALIZAÇÃO E ÁREA DE ESTUDO

A Lagoa Itapeva é a primeira de uma série de lagoas costeiras, no sentido norte – sul, paralelas à linha de costa no litoral norte do Rio Grande do Sul, delimitada pelas escarpas da Serra Geral a Oeste e pelo Oceano Atlântico a Leste. A lagoa tem formato alongado,

apresentando orientação NE-SW com 32 km de comprimento e largura média que varia de 2,5 km na porção NE a 5,5 Km na porção SW e uma área de aproximadamente 125 km² (Fig. 01).

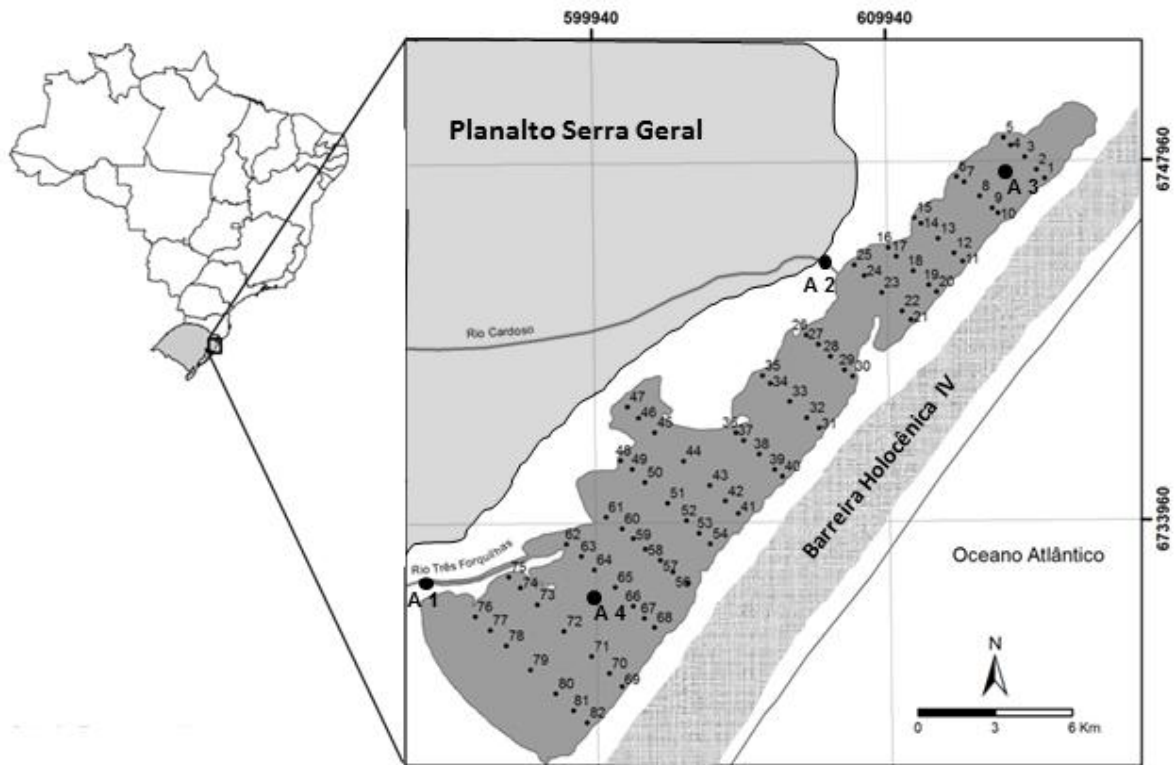


Figura 1. Mapa de situação da área de estudo na planície costeira entre o planalto da Serra Geral e o Oceano Atlântico, com a localização dos pontos de amostragem dos sedimentos de fundo.

O desenvolvimento dos sistemas lacustres presentes na Planície Costeira do Estado ocorreram durante os eventos transgressivo-regressivos provocados pelas oscilações eustáticas do nível do mar nos últimos 400 Ka. Como consequência dessas variações, foram formados quatro sistemas deposicionais Laguna-Barreira, designados do mais antigo para o mais recente, como sistemas Laguna-Barreira I, II, III de idade Pleistocênica e a Barreira IV, de idade Holocênica (Villwock, 1984).

A Lagoa Itapeva está inserida no espaço de retrobarreira do sistema deposicional laguna barreira IV, tendo sua gênese vinculada ao final da Última Grande Transgressão, que inundou a área pertencente ao compartimento da lagoa há aproximadamente 6,5 k anos a.p. (Villwock e Tomazelli, 1998).

A história do comportamento do nível do mar relacionado à Transgressão Marinha Pós-glacial (TMP) no Rio Grande do Sul se inicia em 17,5 ka AP quando o nível do mar situava-se a cerca de 120-130 m abaixo do nível atual (Corrêa, 1998). Desde então, o nível do

mar subiu rapidamente até cerca de 6,5 ka AP, a uma taxa média de 1,2 cm.ano⁻¹. Entre 5 – 6 ka, o nível do mar alcançou sua altitude máxima na costa sul e leste brasileira, e desde então, mostrou um tendência geral de rebaixamento até o presente (Martin *et al.*, 1979; Angulo e Lessa, 1997).

No Rio Grande do Sul, estima-se que o nível do mar atingiu altitudes máximas entre 2 e 4 m, formando um grande sistema lagunar. A partir de então, se estabeleceu na costa do Estado uma fase predominantemente regressiva, condicionada pelo rebaixamento gradual do NRM até a cota atual, associado a um balanço positivo de sedimentos (Dillenburg *et al.* 2000 a e 2006 b). O rebaixamento do NRM proporcionou condições para um acelerado processo de assoreamento e segmentação do grande sistema lagunar existente, e este processo isolou parte do sistema lagunar que atualmente é representado pela Lagoa Itapeva.

O clima da área de estudo, segundo a classificação de Koppen-Geiger apresentada por Strahler & Strahler (1987), é a do tipo *Cfa*, o qual caracteriza um clima temperado chuvoso, com chuvas distribuídas regularmente ao longo do ano e temperatura média do mês mais quente superior a 22^oc e a do mês mais frio superior a - 3^oc. Segundo Hasenack & Ferraro (1989), o clima do litoral norte apresenta uma temperatura média anual de 20^oc, taxa de precipitação e evaporação anual de 1322 e 1134 mm respectivamente e uma umidade média de 83%.

A costa do Rio Grande do Sul está submetida a um regime de micro-marés com amplitude de aproximadamente 0,25 m, controladas por fatores astronômicos; durante o inverno, no entanto, há significativa ocorrência de marés meteorológicas, associadas a tempestades, resultando em sobre-elevações do nível do mar de até 1,23 m (Toldo *et al.*, 2000). Os ventos predominantes vêm do quadrante NE (Schwarzbold & Schafer, 1984; Medeiros, 1992) e são constantes ao longo do ano, porém mais intensos na primavera-verão; no outono-inverno, são mais constantes os ventos de W e SW.

3. METODOLOGIA

Para a realização deste trabalho, foram obtidas 82 amostras sedimentares de fundo (Fig. 1) coletadas em fevereiro de 2011 com um amostrador do tipo Van Veen. As amostras foram analisadas segundo o método de peneiramento via úmido em malha de 0,062 mm para a separação dos sedimentos lamosos (<0,062 mm) das classes arenosas (> 0,062mm). A

fração arenosa retida na malha volta à estufa para secagem e posterior análise mecânica por peneiramento com intervalos de 1Φ . Foi utilizado o método de pipetagem, para as classes de intervalos inferiores a este diâmetro, na determinação da fração de silte e argila (Krumbein & Pettijohn, 1938; McManus, 1988).

As diversas frações retidas em cada peneira, juntamente com os dados da pipetagem, foram pesadas, e os resultados, aplicados ao software de processamento estatístico e textural PANCON, descrito por Toldo & Medeiros (1988), para obtenção dos parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957).

A partir do cálculo das frequências simples e acumuladas, estes valores foram importados para o Software SYSGRAN[®] (Camargo, 2006), para a representação dos resultados das amostras no diagrama triangular de Pejrur (Fig. 2).

O diagrama de Pejrur constitui uma maneira de avaliar as condições dos locais onde as amostras foram tomadas, utilizando a concentração de argila para interpretar a energia hidrodinâmica presente no sistema atuante no processo de transporte e deposição dos sedimentos (Pejrur, 1988).

A confecção das curvas batimétricas e das curvas de isotores foi efetuada através do programa ArcGIS 10, utilizando o método de “Krigagem” na interpolação dos pontos.

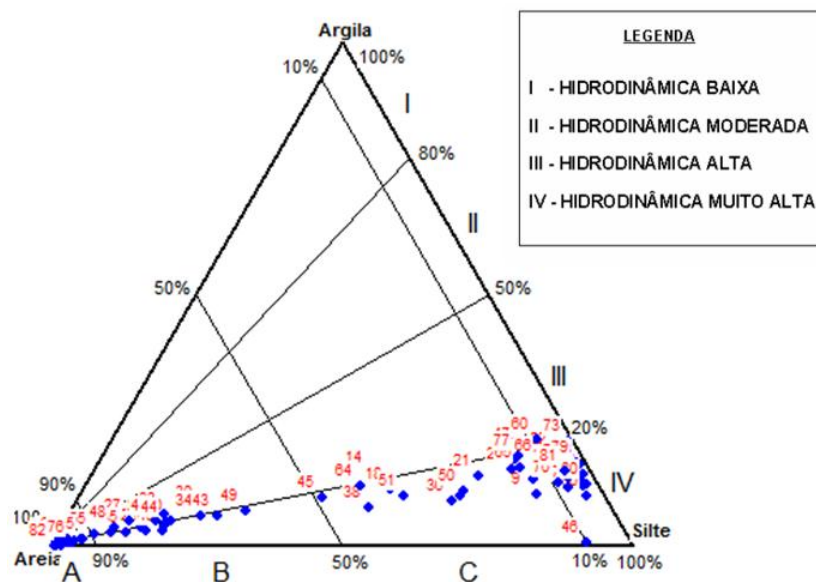


Figura 2. Diagrama triangular com a representação das amostras de fundo da Lagoa Itapeva, modificado de Pejrur (1988).

A determinação do teor de matéria orgânica total foi obtida por meio de queima de 3 g de sedimento em mufla, a 550°C por 4,5 h. A relação percentil entre o peso inicial (anterior à

queima) e o peso final (após a queima) corresponde ao teor de matéria orgânica total da amostra, conforme descrito por Wetzel (1975), sendo determinada pela expressão:

$$\% \text{ M.O.} = \frac{P.A. \times 100}{P.a.}$$

onde, % M.O. é o percentual de matéria orgânica, *P.A.* é o peso da amostra queimada e *P.a.* o peso da amostra antes da queima.

A determinação da granulometria dos sedimentos fluviais que ingressam à Lagoa Itapeva, foi realizada com equipamento granulômetro da série Cilas modelo 1180, em agosto de 2012. Foram coletadas amostras de água com garrafa Van Dorn nos tributários Três Forquilhas (A1) e Cardoso (A2); bem como no interior da Lagoa Itapeva, nos setores norte (A3) e sul (A4), sendo as amostras obtidas em superfície, meio e fundo (Fig. 1).

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Padrões Texturais e Morfologia de Fundo

A análise granulométrica é considerada um parâmetro essencial para se compreender o ambiente de sedimentação e o regime hidrodinâmico a que um ecossistema encontra-se submetido. O tamanho dos grãos, desde as frações mais grossas (cascalho) a frações mais finas (silte e argila), oferece informações quanto ao grau de seleção dos sedimentos e a competência do meio de transporte.

A superfície, a forma e a profundidade da bacia afetam a circulação interna, influenciando as condições hidrodinâmicas em lagoas, sendo de grande importância na análise da distribuição e acumulação de sedimentos. Tal concepção serve de guia para identificar os processos sedimentares atuantes em seu interior, bem como avaliar as condições físicas, químicas e biológicas em lagoas Schäfer (1988).

Os resultados referentes à interpolação das cotas batimétricas demonstraram que a morfologia de fundo da Lagoa Itapeva apresenta profundidade reduzida, não ultrapassando 2,70 m, com suave inclinação do piso lacustre em direção leste (Fig. 3).

A inclinação registrada a leste é comum a outras lagoas costeiras do Estado, segundo trabalhos realizados por Tabajara (1994); Toldo (2000) e Meyer *et al.* (2006). Esta característica é condicionada pela declividade da superfície Pleistocênica de sub-fundo - segundo estudos de geofísica realizados na Lagoa dos Patos por Toldo *et al.*, (2006) - e pela

influência de sedimentação eólica relativa à presença de dunas transgressivas nas margens leste lacustres. Devido a este processo de colmatção, muitos destes corpos costeiros já sofreram grandes modificações nas suas morfologias iniciais, com expressiva redução de seus tamanhos originais (Tomazelli e Villwock 1991).

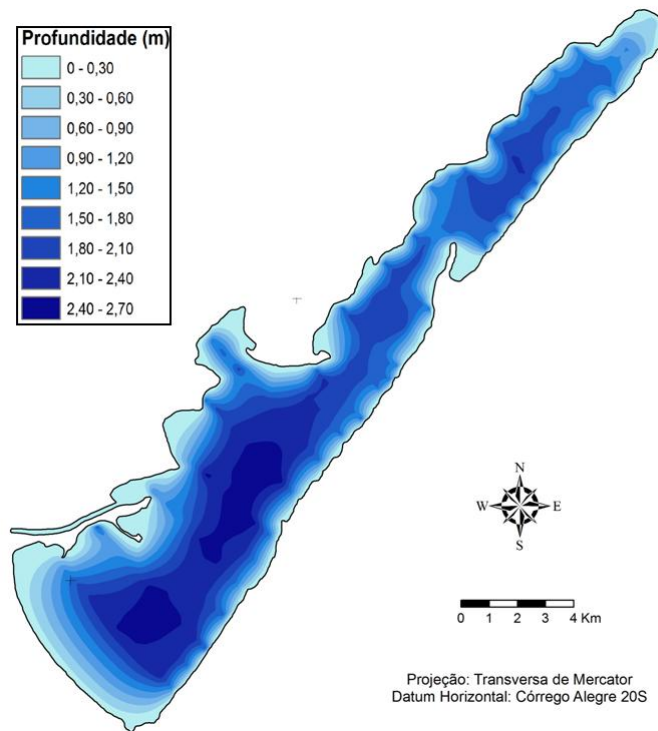


Figura 3. Mapa batimétrico da Lagoa Itapeva.

Com base nos resultados granulométricos das amostras de fundo (Fig. 4), foi possível identificar quatro padrões de fácies, levando em consideração o teor de areia presente nas amostras proposto por Pejrup: fácies arenosa (teor de areia acima de 90%), fácies areno-lamosa (teor de areia entre 50 e 90%), fácies lamo-arenosa (teor de areia entre 10 e 50%) e fácies lamosa (teor de areia inferior a 10%).

A fácies arenosa corresponde a um fundo erosivo, inserida no grupo A-IV no diagrama de Pejrup (Fig. 2), sendo composta por sedimentos não coesivos, com concentração de areia acima de 90% e teor de matéria orgânica inferior a 4% (Fig. 5). Correspondem às áreas rasas da lagoa com ação hidrodinâmica muito alta, onde as ondas promovem um maior nível energético, impedindo a deposição de sedimentos finos. Estes sedimentos são compostos por areias quartzosas finas a muito finas, com grau de seleção que varia de moderada a bem selecionada e com tendência a uma assimetria positiva.

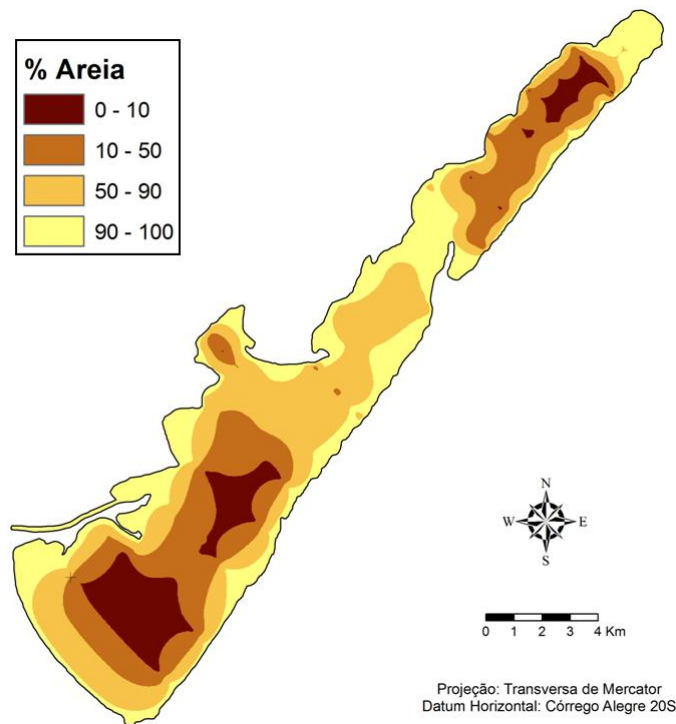


Figura 4. Mapa textural com os percentuais de areia baseado no diagrama de Pejrup (1988).

A ocorrência de areia muito grossa a grânulos fica restrita à porção deltaica do rio Três Forquilhas. As margens apresentam grande quantidade de sedimento biogênico, com exemplares de *Heleobia* sp. de granulometria areia muito grossa e da espécie *Anodontites trapesialis* e *Corbicula fluminea*, de tamanho cascalho.

Deste modo, é possível verificar a ocorrência de sedimentos arenosos nas margens da lagoa até a isóbata de 1,5m. No entanto, o setor próximo ao pontal na margem leste exibe pouca profundidade no sentido sudeste – noroeste, determinando a ocorrência de sedimentos arenosos que cruzam o fundo desta área (Fig. 4).

Neste local, observa-se uma feição embrionária de segmentação típica de corpos lagunares e lacustres, sujeitos a um padrão de ventos bidirecionais (Zenkovitch, 1959). A contínua ação das ondas geradas pelos ventos nestes corpos d'água desenvolve o crescimento de esporões pela variação espacial do fluxo de sedimentos quando paralelos à linha de costa.

Os esporões são saliências na linha de costa em forma de cúspides, formados por material não coesivo. Estas feições geomorfológicas são comuns em lagunas de todo o mundo, e, no Brasil, os principais exemplos são encontrados na Lagoa dos Patos (RS), como descrito por Toldo (1991), e na Laguna de Araruama (RJ) descrito por Alves *et al.* (1996).

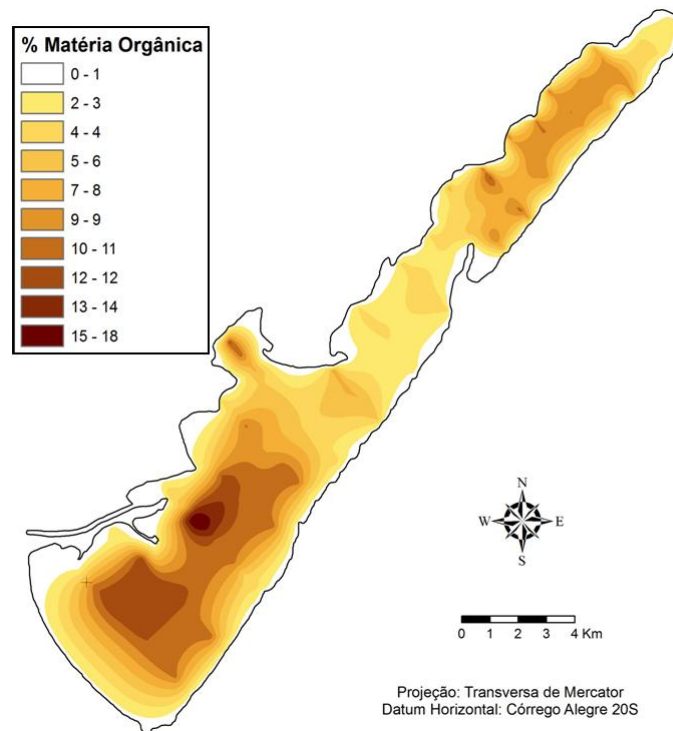


Figura 5. Mapa com os percentuais de matéria orgânica.

A fácies areno-lamosa corresponde a um fundo transicional, com intervalo de concentração de areia entre 50 a 90 % (Fig. 4). Nesta área, além da isóbata de 1,5 m, predominam grãos de diâmetros entre areia muito fina a silte médio, caracterizando um local de energia hidrodinâmica alta, classificada como grupo B (B3 e B4), proposto por Pejrup (1988). Estes sedimentos apresentam seleção que varia de moderada a pobremente selecionada e assimetria que oscila entre aproximadamente simétrica a positiva. É possível constatar, neste fundo, um teor de matéria orgânica em torno de 6 a 8 %.

As fácies lamo-arenosa e lamosa correspondem a um fundo deposicional, com intervalos de concentração de areia entre 10 a 50%. Nestas áreas, ocorrem fundos coesivos (argila ou conteúdo de argila a partir de 10% em depósitos siltosos silticos ou arenosos); portanto, o tamanho do grão e seu peso são insignificantes comparados às forças eletroquímicas atuantes entre os minerais, de modo que as partículas soldam-se e formam uma massa coesa, Raudkivi (1990).

Neste fundo, situado entre as isóbatas de 1,5 a 2,70 m e em áreas mais abrigadas da ação de ondas, ocorre uma predominância de material fino, variando de silte médio a fino, sendo que os grãos argila não representam percentuais maiores que 18% devido à alta ação

hidrodinâmica, uma vez que estas amostras estão classificadas nos grupos C4 e D4, propostos por Pejrup (1988).

As características das amostras deste fundo denotam um grau de seleção que varia de pobre a muito pobremente selecionada e assimetria positiva a muito positiva. O percentual de matéria orgânica oscila entre 12 e 18%, com um aumento gradual da concentração em áreas mais profundas de composição lamosas e próximas aos rios Três Forquilhas e Cardoso, onde ocorre um maior aporte de sedimentos devido as descargas fluviais (Fig. 5).

4.2. Aporte Sedimentar

Os rios e córregos que escoam pela encosta do planalto (Fig. 1) são a fonte dominante de entrada de material sedimentar nas lagoas do litoral norte do Estado, transportando carga detrítica a partir das bacias de drenagem.

O alto nível de precipitação pluviométrica na região (1300 mm) é responsável por um transporte considerável de materiais clásticos para a Lagoa Itapeva, através da descarga dos rios Três Forquilhas e Cardoso, que apresentam vazões médias de $7,49 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e $0,39 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, com estimativa do aporte de sedimentos suspensos à lagoa de $47.380 \text{ Ton} \cdot \text{ano}^{-1}$ e $5.740 \text{ Ton} \cdot \text{ano}^{-1}$, respectivamente, ECOPLAN (1997).

As rochas fonte de sedimentos que ingressam para o interior lacustre provêm da Formação Serra Geral, composta por rochas vulcânicas basálticas que extravasaram a partir do Período Jurássico e secundariamente rochas do arenito Botucatu, ambas pertencentes à Bacia do Paraná. Os tributários que escoam pelo planalto transferem carga sedimentar na forma de pluma de sedimentos em suspensão (silte e argila), além de carga de tração composta de material de granulometria grossa (areias). Tanto a fauna como a flora lacustre bentônica contribui com material biodetrítico de granulometria grossa para a lagoa.

Devido à perda da competência e capacidade destes tributários como agente transportador, ao ingressarem na lagoa, os sedimentos mais grossos são ali retidos, como exemplifica a foz do rio Três Forquilhas, que ostenta um sistema deposicional deltaico bem desenvolvido que prograda para o interior do ecossistema lacustre (Fig. 1). O delta apresenta uma extensão de aproximadamente cinco quilômetros e avança ativamente desenvolvendo uma planície deltaica subárea Tomazelli e Villwock (1991).

A granulometria dos sólidos suspensos inseridos pelos tributários Três Forquilhas e Cardoso na Lagoa Itapeva apresentam um predomínio de tamanho silte e, em menor escala, argila e areia (tabela 1). Os valores de argila inserida pelos rios por apresentarem um percentual menor em relação ao tamanho silte contribuem para a pouca concentração desta classe granulométrica nas amostras de fundo quando comparada às demais.

A granulometria do interior lacustre apresentou baixo percentual de argila e areia nas porções norte e sul em grande parte devido à influência da carga transportada pelos rios (tabela 1). Este resultado assemelha-se à do material em suspensão das águas superficiais da Lagoa dos Patos que indicam como sendo 85% do material em suspensão constituído de silte, 10% de argila e 5% ou menos de areia Hartmann e Schettini (1991).

Tabela 1. Granulometria dos sólidos suspensos na Lagoa Itapeva e nos tributários Três Forquilhas e Cardoso, onde (S) = Superfície, (M) = Meio e (F) = Fundo.

Local	% Areia	% Silte	% Argila
Rio Três Forquilhas (S)	2,45	69,82	27,72
Rio Três Forquilhas (M)	2,94	65,72	31,33
Rio Três Forquilhas (F)	3,40	60,29	36,31
Rio Cardoso (S)	0,00	71,89	28,11
Rio Cardoso (M)	0,00	74,29	25,71
Rio Cardoso (F)	0,39	89,76	9,84
Lagoa Itapeva Norte (S)	0,00	70,09	25,39
Lagoa Itapeva Norte(M)	4,51	78,36	17,91
Lagoa Itapeva Norte (F)	5,40	74,73	19,87
Lagoa Itapeva Sul (S)	2,77	82,51	14,71
Lagoa Itapeva Sul (M)	1,65	88,11	10,24
Lagoa Itapeva Sul (F)	1,03	85,56	13,40

Com relação à concentração de sólidos suspensos (CSS) contidos na água da Lagoa Itapeva, o interior lacustre apresenta uma média de entre 5 e 161 mg.l⁻¹, segundo estudo realizado por Cardoso & Marques, (2007). Comparativamente os valores de CSS na Lagoa Itapeva são próximos ao encontrado no estuário da Chesapeake Bay - USA, de 10 a 150 mg.l⁻¹, mas considerado elevado em relação aos valores no estuário da Gironde - França, de até 3 mg.l⁻¹ (Nichols e Biggs 1985). Por outro lado, a média de concentração é semelhante a outros

corpos aquosos do Estado como no sistema lagunar Patos, que apresenta uma CSS entre 50 e 150 mg.l⁻¹ (Toldo, 2006) e ao Guaíba com média de 35 mg.l⁻¹, e concentração máxima de 150 mg.l⁻¹ (Andrade Neto *et al.*, 2012).

4.3. Forçantes da Circulação Lacustre

A Lagoa Itapeva pertence ao padrão de lagoas do tipo “estrangulada”, o qual tem sua circulação influenciada principalmente por ventos e descarga fluvial sem grande influência da maré, experimentando limitada variabilidade de curto prazo (Kjerfve, 1986). O regime eólico neste cenário constitui o principal fator hidrodinâmico responsável pela indução de ondas e correntes influenciando na deposição sedimentar.

O vento conseqüentemente desempenha papel fundamental no controle da morfologia interna destas lagoas costeiras, induzindo o crescimento de pontais arenosos, bem como promovendo alterações em relação ao nível de água. Se o vento persistir por longos períodos, associado à elevada intensidade, pode ocasionar ondas do tipo seiches ao longo do eixo da lagoa, alterando o nível d’água em cada extremidade em um curto período de tempo.

O sistema eólico na área de estudo é dominado por um regime de ventos de alta energia e baixa variabilidade direcional (Medeiros, 1992). Dados referentes às direções de ventos na Lagoa Itapeva, em campanhas amostrais realizadas entre dezembro de 1998 a agosto de 1999 por Cardoso *et al.* (2003), revelaram um predomínio direcional que oscila do quadrante N e NE durante os meses de verão e ventos de W e SW durante os meses de inverno, acompanhando a passagem dos sistemas frontais (Fig. 6).

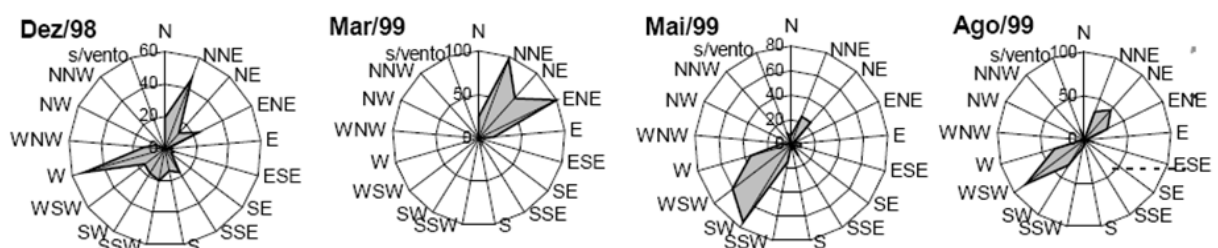


Figura 6. Frequência da distribuição da direção de ventos referente ao período de dezembro de 1998 a agosto de 1999, modificado de Cardoso *et al.* (2003).

A ação hidrodinâmica induzida pelas ondas e sua relação com a distribuição dos sedimentos no piso lacustre foi estimada com a utilização do modelo teórico de predição de

ondas do Shore Protection Manual (1984), sendo que os valores referentes à direção e frequência dos ventos foram obtidos de Cardoso *et al.* (2003), conforme tabela 2.

Tabela 2. Parâmetros relativos à formação de ondas e velocidade orbital produzido pelo vento na Lagoa Itapeva.

Vento				Pista	Onda		Velocidade Orbital (m.s ⁻¹)	
Estação	Direção	Frequência %	Velocidade (m/s)	Km	Altura(m)	Período (s)	Superfície	Fundo (2,10m)
Sul	N	16,8	2	9,6	0,1	1,2	0,28	0,00
Sul	N	16,8	8	9,6	0,3	2,1	0,47	0,13
Sul	N	16,8	16	9,6	0,5	2,7	0,61	0,30
Sul	NNE	11	2	9,7	0,1	1,2	0,28	0,00
Sul	NNE	11	8	9,7	0,3	2,1	0,47	0,13
Sul	NNE	11	16	9,7	0,5	2,7	0,61	0,30
Sul	NE	12,7	2	31	0,1	1,3	0,28	0,00
Sul	NE	12,7	8	31	0,4	2,6	0,50	0,23
Sul	NE	12,7	16	31	0,6	3,3	0,59	0,34
Sul	ENE	9,2	2	12	0,1	1,2	0,29	0,00
Sul	ENE	9,2	8	12	0,3	2,2	0,45	0,14
Sul	ENE	9,2	16	12	0,5	2,8	0,59	0,31
Sul	E	3,9	2	9,2	0,1	1,2	0,28	0,00
Sul	E	3,9	8	9,2	0,3	2,1	0,47	0,13
Sul	E	3,9	16	9,2	0,5	2,7	0,61	0,30
Norte	S	6,6	2	9,6	0,1	1,2	0,28	0,00
Norte	S	6,6	8	9,6	0,3	2,1	0,47	0,13
Norte	S	6,6	16	9,6	0,5	2,7	0,61	0,30
Norte	SSW	10,6	2	9,7	0,1	1,2	0,28	0,00
Norte	SSW	10,6	8	9,7	0,3	2,1	0,47	0,13
Norte	SSW	10,6	16	9,7	0,5	2,7	0,61	0,30
Norte	SW	11,1	2	31	0,1	1,3	0,26	0,00
Norte	SW	11,1	8	31	0,4	2,6	0,50	0,23
Norte	SW	11,1	16	31	0,6	3,3	0,59	0,34

Através da velocidade orbital das partículas, pode-se obter a relação entre a energia das ondas e o início da movimentação dos sedimentos de fundo. Tal procedimento é deduzido a partir de medidas de altura (H) e período (T) da onda de superfície. Desta forma, a efetividade da onda em provocar o início do movimento dos sedimentos se dá em função da velocidade orbital próxima ao fundo e da sua frequência ($1/T$).

Baseado na simulação, a modelagem demonstrou que os ventos mais frequentes com média de intensidade de 16 m.s^{-1} , atuando em uma pista de até 31 km, geraram ondas com altura significativa de até 0,60 m e período de 3,3 s. Esta intensidade de ventos provoca uma velocidade orbital de $0,34 \text{ m.s}^{-1}$ junto ao piso lacustre (tabela 2).

Trabalhos realizados por Hallermeier (1980, *apud* Shore Protection Manual, *op.cit*) demonstraram que a velocidade orbital requerida para o início do movimento de sedimentos

arenosos, com diâmetro entre 0,1 e 2,0 mm junto ao fundo, é de $0,13 \text{ m.s}^{-1}$. Sendo assim, ventos com 16 m.s^{-1} ocasionam velocidades orbitais de $0,34 \text{ m.s}^{-1}$ para uma profundidade de 2,10 m. Como este valor excede o limite para movimentação de sedimentos tamanho areia, justifica-se o predomínio dessa classe granulométrica juntamente com o silte e a baixa concentração de grãos tamanho argila.

Portanto, grande parte dos sedimentos finos introduzidos pelos rios que não encontram condições físicas para deposição no piso lacustre, seguem a descarga natural do Rio Cornélios em direção às lagoas dos Quadros e Tramandaí, antes de serem transportados para o oceano (Fig. 7).



Figura 7. Localização das lagoas interligadas pelos rios Cornélios e Tramandaí no Litoral Norte do RS com detalhe para Lagoa Itapeva, Lagoa dos Quadros e a Laguna de Tramandaí.

À medida que o fluxo sedimentar segue em direção à Laguna de Tramandaí, o efeito da intrusão salina oferece condições mais propícias à deposição dos sedimentos argilosos; isso

ocorre em função do fenômeno de floculação, que ocasiona nos sedimentos finos a formação de flocos ou agregados, variando assim sua velocidade de sedimentação em algumas ordens de grandeza (Droppo e Ongley, 1992). Segundo resultados apresentados por Tabajara (1994), a concentração de argila nas amostras sedimentares de fundo atinge valores de até 66%, demonstrando que o ambiente lagunar de Tramandaí oferece condições mais favoráveis à deposição de argilas provenientes das lagoas Itapeva e Quadros.

5. CONCLUSÕES

Os sedimentos que recobrem o fundo da Lagoa Itapeva estão distribuídos segundo arranjos batimétricos, onde a profundidade reduzida determina a ocorrência de fundos mais expostos à turbulência das ondulações, na qual o elevado grau de energia dificulta a deposição das classes granulométricas finas, principalmente argila.

Nas áreas onde existe predomínio de sedimentos lamosos, ocorre um aumento gradativo do teor de matéria orgânica, principalmente em áreas próximas à desembocadura dos rios Três Forquilhas e Cardoso.

Os sedimentos das fácies silticas estão condicionados às regiões abrigadas da ação dos ventos e nas maiores profundidades, onde a menor velocidade orbital junto ao fundo favorece sua deposição.

O vento demonstrou papel importante na circulação hidrodinâmica, formando ondas e correntes, que devido à baixa profundidade da lagoa, são capazes de agitar toda a extensão do fundo lacustre. A remobilização dos sedimentos do fundo mantém em suspensão grande parte da carga de granulometria fina, a qual em função da elevada energia hidrodinâmica, não encontra condições para deposição seguindo pelos escoamentos naturais até a Laguna de Tramandaí depositando devido à floculação ou sendo exportada ao oceano.

A baixa concentração de argilas nas amostras de fundo ocorre devido a menor inserção desta classe granulométrica pelos tributários associado à velocidade orbital junto ao fundo que dificultam a deposição.

O diagrama de Pejrup (1988) mostrou-se uma ferramenta importante na interpretação da distribuição sedimentar da Lagoa Itapeva, determinando a predominância em quase toda a extensão de uma hidrodinâmica elevada a muito elevada, justificando a reduzida concentração de grãos de diâmetro argila nas amostras de fundo.

REFERÊNCIAS

- Andrade Neto, J.S., Rigon, L.T., Toldo Jr., E.E. & Schettini, C.A.F. 2012. Descarga sólida em suspensão do sistema fluvial do Guaíba, RS, e sua variabilidade temporal. *Pesquisas em Geociências*, 39(2): 161-171.
- Angulo R.J. & LESSA G.C. 1997. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*, 140: 141-166.
- Alves, A.R., Wassermam, J.C.F.A. & Fernandez, G.B. 2006. Potencial de formações de esporões em lagunas. In: Simpósio Nacional de Geomorfologia, VI., Goiânia. *Anais... Goiânia*, v.1, p. 1-8.
- Camargo, M.G. 2006. SysGran: um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(2): 371-378.
- Cardoso, L., Silveira, A.L.L. da S. & Motta Marques, D.M.L. 2003. A ação do vento como gestor da hidrodinâmica na Lagoa Itapeva (litoral norte do Rio Grande do Sul). *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 8(3): 5-15.
- Cardoso, L.S. & David, M.M. 2009. Hydrodynamics-driven plankton community in a shallow lake. *Aquatic Ecology*, 43(1): 73-84.
- Correa, I.C.S. & Toldo JR, E. E. 1998. The Sea Level Stabilization In The Rio Grande do Sul Continental Shelf, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 70(2): 213-219.
- Dillenburg S.R., Roy P.S., Cowell P.J. & Tomazelli, L.J. 2000. Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by shoreface translation-barrier model (STM). *Journal of Coastal Research*, 16(1): 71-81.
- Dillenburg, S.R., Tomazelli, L.J., Hesp, P.A., Barboza, E.G., Clerot, L.C.P. & Silva, D.B. 2006. Stratigraphy and evolution of a prograded transgressive dunefield barrier in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 39: 132-135.
- Droppo I.G. & Ongley E.D., 1992, The state of suspended sediment in the freshwater fluvial environment: a method of analysis, *Water Research*, 26(1): 65-72.
- ECOPLAN Engenharia Ltda. 1997. Avaliação da disponibilidade hídrica superficial e subterrânea do litoral norte do Rio Grande do Sul, englobando todos os corpos hídricos que drenam para o Rio Tramandaí. Relatório Técnico Final. São Paulo. ECOPLAN, 432p.

- Folk, R.L. & Ward, W.C. 1957. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-27.
- Hartmann, C. & Schettini, C.A.F. 1991. Aspectos Hidrológicos na Desembocadura da Laguna dos Patos, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(4): 371-377.
- Hasenack, H. & Ferrara, L.W. 1989. Considerações sobre o clima da região de Tramandaí, RS. *Pesquisas em Geociências*, 22: 53-70.
- Kjerfve, B. 1986. *Comparative oceanography of coastal lagoons*. In: Wolfe DA (ed) Estuarine variability. Academic Press, New York, pp 63-81.
- Kjerfve, B.; Ribeiro, C.H.A.; Dias, G.T.M.; Filippo, A. M. & Quaresma, V.S. 1997. Oceanographic characteristics of an impacted coastal bay: baía de Guanabara, Rio de Janeiro, Brazil. *Continental Shelf Research*, 17(13): 1609-1643.
- Krumbein, W.C. & Pettijohn, F.J. 1938. *Manual of Sedimentary Petrography*. New York: Appleton-Century-Crofts, 549p.
- Martin L., Suguio K. & Flexor, J.M. 1979. Le Quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananéia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ). In: *Proceedings of the international symposium on coastal evolution in the Quaternary*, São Paulo, Brasil, pp 296- 331.
- Meyer, K.E.B., Souza, P.A., Cwik, M.R., Menezes, T.R. & Buchmann, F.S. 2006. Palinofácies e Processos Depositionais em Sedimentos de Fundo da Lagoa dos Quadros, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(4): 569-576.
- Mcmanus, J. 1988. *Grain size determination and interpretation*. In: *Techniques in Sedimentology*, ed. M.E. Tucker. Oxford: Blackwells, p.63-85.
- Medeiros, P. R. P. 1992 – *Estudo do Sistema Lagunar-Estuarino de Tramandaí-Imbé: Física e Química da Água*. Porto Alegre, 112p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Ecologia/UFRGS.
- Nichols, M.M. & Biggs, R.B. 1985. Estuaries. In: Davies Jr., R.A.(ed.). *Coastal Sedimentary Environments*, Springer-Verlag: Sec Ed. 716 p.
- Nichols, M., 1989. Sediment accumulation rates and relative sea-level rise in lagoons. *Marine Geology*, 88: 201-219.
- Pejrup, M. 1988. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments a new approach. In: Boer, P.L.; van Gelder, A. & Nio, S.D.(ed.). *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*. D. Reidel, Dordrencht. P.289-300.
- Raudkivi, A.J. 1990. *Loose Boundary Hydraulics*. 3. Ed. Pergamon Press. 539p.

- Schäfer, A. 1988. Tipificação ecológica das lagoas costeiras do Rio Grande do Sul, Brasil. *Acta Limnologica Brasiliensia*, 2: 29-55.
- Schwarzbold, A. & Schäfer, A. 1984. Gênese e morfologia das Lagoas Costeiras do Rio Grande do Sul. *Amazoniana*, IX(1): 87-104.
- Shore Protection Manual. 1984. 4 ed. U.S. Army Engineer Experiment Station, Vicksburg. 2v. Belvoir, VA.
- Strahler, A. N. & Strahler, A. H. 1987. *Modern Physical Geography*. John Willey and Sons, New York. 488 p.
- Tabajara, L.L.C.A. 1994. *Aspectos Hidrodinâmicos e Sedimentologia do Sistema Lagunar-Estuarino de Tramandaí*. Porto Alegre, 202p. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências – UFRGS.
- Toldo Jr., E.E. & Medeiros R.K. 1986. Programa interpolar em linguagem basic para análise estatística e propriedades texturais de amostras sedimentares em computador. *Pesquisas em Geociências*, 18(1): 91-100.
- Toldo Jr., E.E. 1998. Morfodinâmica da Laguna dos Patos, Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências* 18(1): 58-63.
- Toldo Jr., E.E.; Dillenburg, S.R., Corrêa, I.C.S. & Almeida, L.E.S.B., 2000. Holocene Sedimentation in Lagoa dos Patos Lagoon, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 16(3): 816-822.
- Toldo Jr., E. E., Dillenburg, S.R., Corrêa, I.C.S., Almeida, L.E.S.B., Weschenfelder, J. & Gruber, N.L.S. 2006. Sedimentação de Longo e Curto Período na Lagoa dos Patos, Sul do Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 33(2): 79-86.
- Tomazelli, L. J. & Villwock, J. A. Geologia do sistema lagunar holocênico do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *In: Pesquisas em Geociências*, 18(1): 13-24.
- Villwock, J.A. 1984. Geology of the coastal province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A. Synthesis. *Pesquisas em Geociências*, 16: 5-49.
- Villwock, J.A. & Tomazelli, L.J. 1998. Holocene coastal evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 11: 283-296.
- Zenkovitch V.P. 1959. On the genesis of cusped spits along lagoon shores. *Journal of Geology*, 67(3): 269-277.
- Wetzel, R.G. 1975. *Limnology*. W.B. Saunders Company, Philadelphia. 743p.

Capítulo 3 – Sedimentation Rate and Sediment Dynamics of Itapeva Lake in Southern Brazil.

(Artigo submetido ao periódico Estuarine, Coastal and Shelf Science)

SEDIMENTATION RATE AND SEDIMENT DYNAMICS OF ITAPEVA LAKE IN SOUTHERN BRAZIL.

MICHEL DOEPPRE IVANOFF¹; ELÍRIO E. TOLDO JR¹; RUBENS CESAR LOPES
FIGUEIRA²; PAULO ALVES DE LIMA FERREIRA²

¹Coastal and Marine Geology Center, Institute of Geosciences, Federal University of Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre – RS - Brazil.

² University of São Paulo, Department of Physical, Chemical and Geological Oceanography. Praça do Oceanográfico, 191 – Cidade Universitária – São Paulo – SP- Brazil.

ABSTRACT

As a result of anthropogenic activities, coastal lakes are potentially threatened by increased sedimentation rates and relative sea-level increases. The present study analyzed the sedimentary-filling conditions of Itapeva Lake by using the ²¹⁰Pb geochronology method, which is based on ²¹⁰Pb and ²²⁶Ra activity values. Measurements from the core C3 indicate a strong influence from drainage of the Três Forquilhas River with sedimentation rates of approximately 3.2 mm.a⁻¹. The sampling points in the center (C2) and north (C1) exhibited significantly lower values of 2.4 mm.a⁻¹ and 2.9 mm.a⁻¹, respectively. These values are similar to the rates of relative sea-level increase, which indicates a transitional scenario between the stabilization and sedimentary deficit in the lacustrine burial process. The particle size distribution in the core samples indicates the presence of significant hydrodynamic energy in the sedimentation. The silt fraction is the dominant class, with variations in size ranging from medium to coarse in all samples followed by low concentrations of sandy relative to clay with maximum concentrations of 9%. However, an increase in mud content has been observed in the cores over the last several decades, which suggests changes in the drainage basin of the Três Forquilhas River due to an increase in sediment input. Urbanization and the introduction of agriculture within the last century are the main explanatory variables for this behavior. Particle size analysis of the bottom samples reveals that the lake contains sandy sedimentation in the submerged margins and fining-upward from coarse silt to fine silt toward the center. The concentration of clay-sized particles is not significant because the agitation caused by waves hinders the deposition of this particle size.

Keywords: sedimentation rate, geochronology, lacustrine sedimentation.

1. INTRODUCTION

Coastal lakes are water bodies that are typically oriented parallel to the shoreline, separated from the ocean by a barrier or connected to the ocean by one or more restricted channels. They exhibit reduced depths, are transient within a geological time scale and originate largely from eustatic sea-level oscillations (Kjerfve, 1989).

Approximately 15,000 years ago with the onset of an interglacial period near the end of the Pleistocene, the sea level rose at a rapid but variable rate by approximately 130 m and flooded rivers, valleys and low-lying coastal depressions (Nichols and Biggs, 1985). The sea

level reached its maximum elevation approximately 5,000 years ago (Fairbridge, 1980) and has fluctuated by a few meters ever since. These recent transgressive events resulted in the development of sandy barriers, which constitute the banks that partially isolate coastal lakes (Lankford, 1976).

These lake bodies are frequently subject to rapid sedimentation and eventually evolve to other types of environments through filling by sediments, tectonic activity or eustatic sea-level changes. The time scale of this environmental transition is geologically rapid and is anticipated to occur within decades or centuries.

Thus, an understanding of the sediment dynamics in coastal environments is essential for the comprehension of evolution history and modification processes, which are both natural and generated by human activities. Both deforestation and agricultural development have contributed to the increased production of terrigenous sediments, and in many places, the period of greatest impact and most prominent transformation occurred during the last 150 years or more (Oldfield and Appleby, 1984). The inflow of sediments and nutrients increases productivity in coastal lakes; however, excessive inputs can result in eutrophication and silting.

Therefore, the establishment of a detailed and accurate chronology of these sedimentary processes is critical to the development of a continuous environmental awareness of the evolution of these water bodies. Analysis of sedimentation rates are essential for the understanding of the particles input dynamics, which are supplied by several sources in aquatic environments, and elucidating the interaction among human activities in coastal regions.

One of the most promising methods for the estimation of sedimentation rates in a time scale between 100 to 150 years is the ^{210}Pb method. ^{210}Pb is a naturally occurring radioisotope with a half-life of 22.3 years (Goldberg, 1963; Oldfield and Appleby, 1984). The ^{210}Pb method was first used by Goldberg (1963), was later applied to lacustrine sediments by Krishnaswamy *et al.* (1971) and was subsequently utilized for marine sediments by Koide *et al.* (1972). ^{210}Pb has been widely used in the estimation of sedimentation rates of current marine environments, as observed in studies by Huh and Su (1999); Lesueur *et al.* (2001); Alperin *et al.* (2002); Oguri *et al.* (2003); Owen and Lee (2004), and for lacustrine sediments in studies by Koide *et al.* (1972, 1973), Robbins and Edgington (1975), Ahn *et al.* (2010) and Kirchner (2011).

2. LOCATION AND STUDY AREA

Itapeva Lake is a relatively shallow coastal water body with a maximum depth of 2.50 m. This lake is the first in a series of coastal lakes that are located parallel to the coastline on the northern coast of Rio Grande do Sul (RS). Itapeva is interconnected to the Cornélios and Tramandaí Rivers along the Atlantic Ocean (Figure 1). The coastal plain that encompasses the study area was formed during the transgressive-regressive events caused by eustatic oscillations of the sea level in the last 400 ka (Tomazelli & Villwock, 1996).

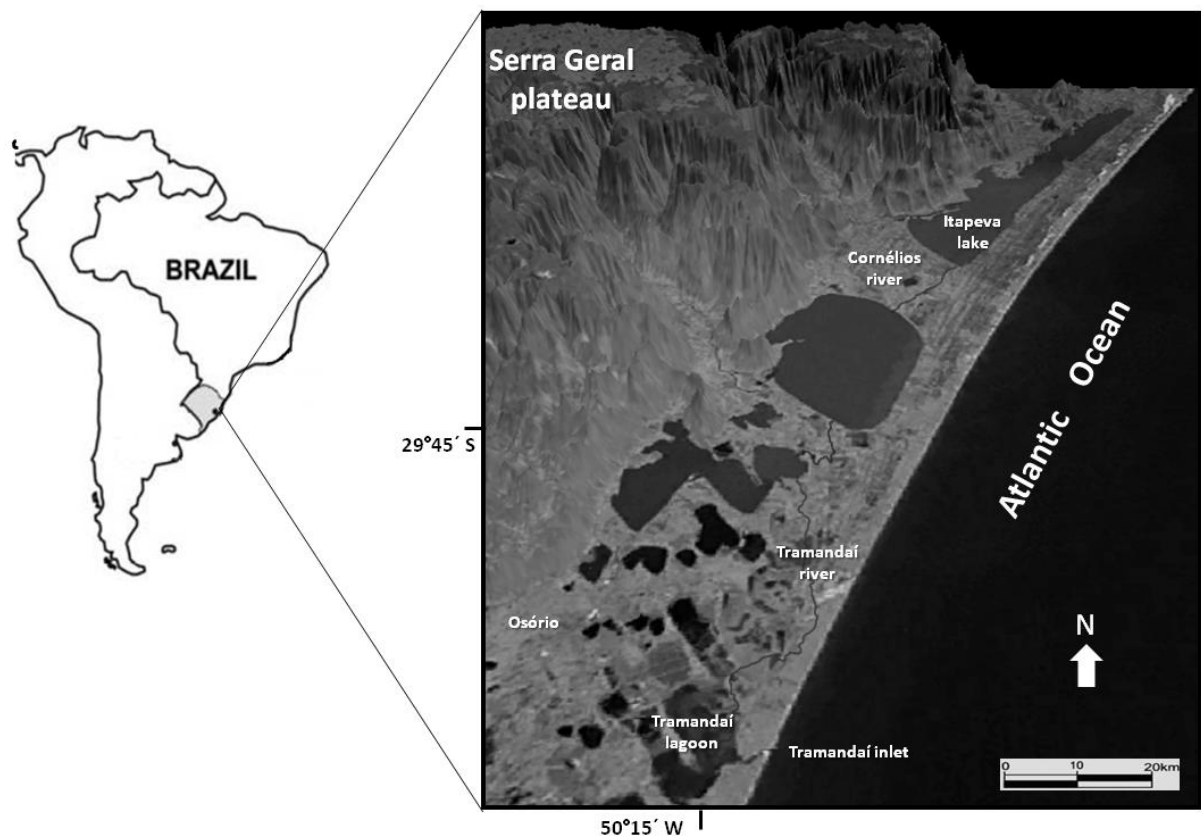


Figure 1. Location map of the study area with an oblique view of the Serra Geral plateau.

As a result of these variations, 4 barrier-lagoon depositional systems were formed. From the oldest to the most recent, these systems are categorized as systems I, II, and III of the Pleistocene age and Holocene Barrier IV. Itapeva Lake is included in the back-barrier area of barrier-lagoon depositional system IV, the origin of which is linked to the end of the Last Great Transgression, during which the area of the lake compartment flooded 6.5 ka ago (Dillenburg *et al.*, 2004).

The plain related to Itapeva Lake is bounded by the escarpment of the Serra Geral plateau to the west with maximum elevations of 1,000 m, and by the Atlantic Ocean to the east (Figure 1). The lake, which has an elongated shape with a NE-SW orientation, is 32 km

in length, with an average width varying from 2.5 km in the NE portion to 5.5 km in the SW portion; the lake comprises an area of approximately 125 km².

The climate in the study area, according to the Koppen-Geiger classification as presented by Strahler and Strahler (1987), is of the Cfa type, which is characterized by a temperate rainy climate, with rains being regularly distributed throughout the year and average temperatures above 22°C and above -3°C during the warmest and coldest months, respectively. According to Hasenack and Ferraro (1989), the climate of the north coast is characterized by an average annual temperature of 20°C, annual precipitation and evaporation rates of 1322 and 1134 mm, respectively, and an average humidity of 83%.

The RS coast is subjected to a micro-tidal regime with an average amplitude of 0.25 m. However, during the winter, there is a significant occurrence of meteorological tides, which are associated with storms, resulting in maximum sea-level rises of 1.23 m (Toldo *et al.*, 2000). Prevailing winds, which originate in the NE quadrant, are constant throughout the year but are more intense in the spring and summer; during the fall and winter, W and SW winds are more frequent (Tomazelli and Villwock, 1996).

The majority of sediments in Itapeva Lake is derived from discharge in the Três Forquilhas and Cardoso Rivers (Figure 2), the headwaters of which are in the highlands of the Serra Geral plateau and have average flow rates of 7.49 m³.s⁻¹ and 0.39 m³.s⁻¹, respectively. The suspended sediment input to the lake by the Três Forquilhas and Cardoso Rivers is estimated to be 47380 (tons/year) and 5740 (tons/year), respectively.

Due to the inability and inadequate capacity of these tributaries as transporting agents, the coarser sediments are retained upon entering the lake and develop at the mouth of the Três Forquilhas River. This occurrence leads to the progradation of a delta system into a lacustrine system and the development of an extensive subaerial delta plain with a length of approximately 5 km (Figure 2).

A bottom particle-size analysis indicates that the lake bottom exhibits siliciclastic sedimentation, with predominant sandy fractions being associated with biotrititic gravel in submersed banks, and fining-upward from coarse silt to fine silt toward the lake center.

The concentration of clay-sized particles is small and consistently below 18% because the wave agitation that develops in the lake prevents the deposition of this particle size class.

The deposition process is mainly controlled by the dynamics of waves that are generated by local winds; thus, areas with the lowest depths develop turbulent bottoms that hinder the deposition of muddy sediments. The organic matter content also exhibits a similar

pattern with a gradual increase in the central area of the lake body and near the mouths of the Três Forquilhas and Cardoso Rivers.

3. MATERIALS AND METHODS

In January 2011, three shallow sediment cores were collected at Itapeva Lake in sites: C1, to the north, is in an area with no direct contribution from the riveres; C2 is in an intermediate portion; and C3, to the south, is near the Três Forquilhas River, which is the main tributary of the lake (Figure 2).

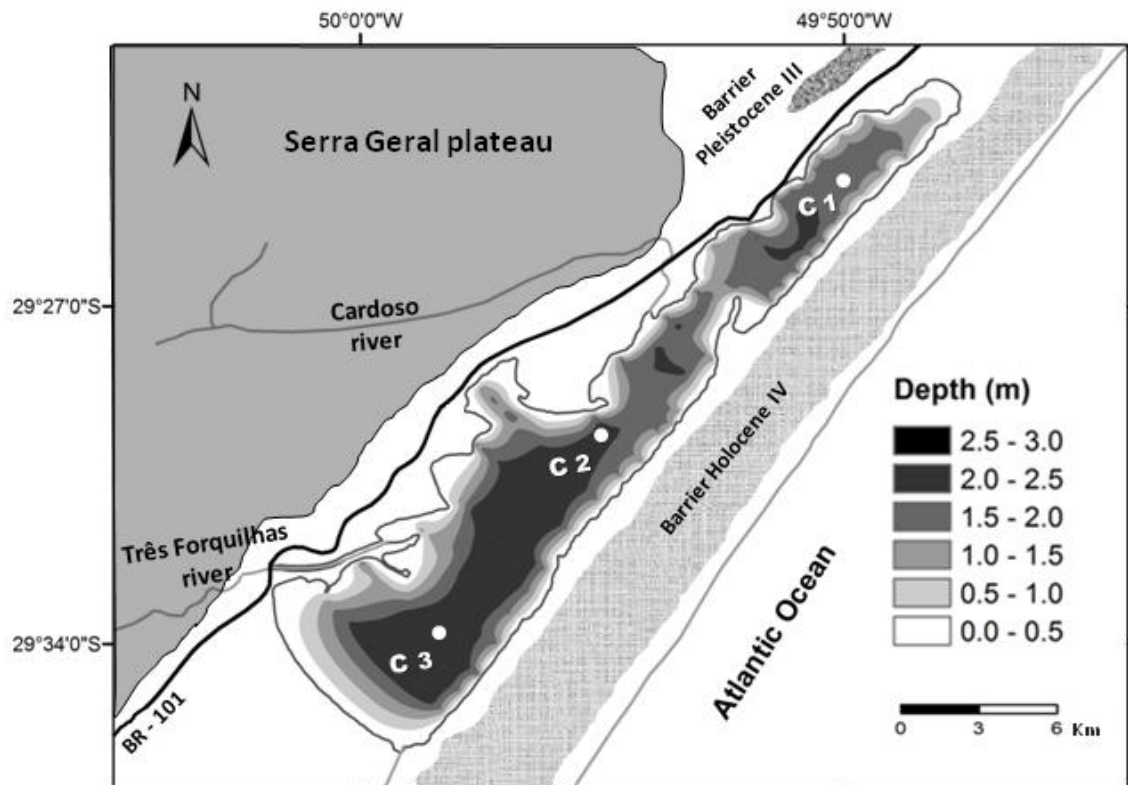


Figure 2. Sampling map of cores C1, C2 and C3.

The cores were sectioned every 2 cm and sediment samples were weighed while wet and dried for 48 hours at 55°C in which the samples were subsequently weighed to determine the water content. After disaggregation and quartering, each sample was divided into 2 lots. The fractions designated for analysis by gamma spectrometry were placed in plastic containers with 6-cm diameters and 1.5-cm heights. The remaining sample was analyzed for

density, porosity and particle size. The particle-size analysis was conducted in a Cilas granulometer, model 1180, and was evaluated according to the statistical procedures suggested by Folk and Ward (1957) and Pejrup (1988).

The porosity and particle size values were included in the estimation of the sedimentation rate to allow standardization by clay content and thus improve the confidence level. The determination of sedimentation rate via gamma spectrometry was performed at the Oceanographic Institute of the University of São Paulo (USP), where the activity of the element ^{210}Pb ($T_{1/2} = 22.26$ years), which is a natural radionuclide belonging to the ^{238}U radioactive decay series, was determined. For this purpose, a GEM series hyperpure germanium coaxial detector, model EG&G ORTEC (25190P), was employed with a 1.9 keV resolution to the 1332.5 keV peak of ^{60}Co .

The presence of ^{210}Pb in the atmosphere is attributed to ^{226}Ra ($T_{1/2} = 1,622$ years), which is present in the Earth's crust and decays to element ^{222}Rn ($T_{1/2} = 3.8$ days). ^{222}Rn , which is a gas, is released from the soil and diffuses into the atmosphere, where it decays via a series of daughter elements of short half-lives to ^{210}Pb at an average rate of 42 atoms.min.cm⁻² (Eakins and Morrison, 1978).

The ^{210}Pb present in the atmosphere is later directly transferred through atmospheric precipitation into lakes and reservoirs or indirectly transferred by surface runoff from hydrographic basins within a residence time ranging from 9.6 days to a few weeks (Eakins & Morrison, 1978; Ivanovich and Harmon, 1992). Thus, when ^{210}Pb enters a lake or ocean, it is deposited on the bottom and is subsequently incorporated into the sediment column through chemical exchange and sedimentation processes in the sediment/water interface.

In many environments, ^{210}Pb is present in excess relative to its precursor ^{226}Ra due to the emission of ^{222}Rn in soils and rocks and subsequent decay to ^{210}Pb . When absorbed by aerosols, ^{210}Pb returns to terrestrial and aquatic environments through fallout deposition or by leaching of soil and rocks (Parfenov, 1974) and is incorporated into the sediment as denominated, unsupported (or excess) ^{210}Pb .

The ^{210}Pb that is formed in the sediment by the natural decay of ^{226}Ra is in equilibrium with it and is named supported ^{210}Pb (in equilibrium). As a result of its radioactive decay, the concentration of unsupported ^{210}Pb decreases with the depth of the sediment deposits. Therefore, the gradient of this decrease provides the basis for determining the sedimentation rate. The unsupported activity ^{210}Pb was determined through gamma spectrometry according to its 46.5 keV photopeak by using equation 1:

$$A = \frac{(C \cdot F) - Br}{t \cdot m \cdot p_{\gamma} \cdot \varepsilon_{Pb-210}}, \quad (1)$$

where A_{Pb-210} is the activity of ^{210}Pb in the sample ($\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$); C is the number of ^{210}Pb counts in the sample; F is the self-absorption factor; Br is the number of counts of the background radiation in the ^{210}Pb region (46.5 keV); t is the counting time of the sample in seconds; m is the sample mass in kilograms; p_{γ} is the probability of gamma radiation emission from the ^{210}Pb , which is equal to 0.0418; and ε_{Pb-210} is the detector efficiency for ^{210}Pb , which is equal to $12.7 \pm 3.8\%$.

The detection of ^{210}Pb required correction for attenuation of radiation by self-absorption due to its low emission (46.5 KeV); thus, the spectra obtained from the samples were superimposed on the background-radiation spectrum of the spectrometer. The gamma spectrum of the sample was later obtained by subtracting the background-radiation spectrum of the spectrometer. The subtraction of the background radiation is performed channel by channel using Maestro 32 software supplied by ORTEC, and the resulting net spectrum is the sample spectrum.

The ^{226}Ra analysis for determination of supported ^{210}Pb is complex due to the low intensity of gamma ray emissions (186 keV), which is approximately 4%, as well as the interference of the ^{235}U peak (185.7 keV). Thus, the ^{214}Bi element was used to analyze the ^{226}Ra by gamma spectrometry with a 609 keV peak. For this purpose, radiative equilibrium is necessary between ^{222}Rn , which is an intermediate in the chain, and ^{226}Ra . After sealing the containers and wrapping them in plastic film, the samples are stored after preparation for a minimum of 20 days to ensure that a minimum of 80% equilibrium is reached (Canet and Jacquemin, 1990).

The ^{214}Bi activity was determined by gamma spectrometry according to equation 2:

$$A_{Ra-226} = \frac{C_{Bi-214} - Br}{t \cdot m \cdot p_{\gamma} \cdot \varepsilon_{Bi-214}}, \quad (2)$$

where A_{Ra-226} is the ^{226}Ra activity in the sample ($\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$); C_{Bi-214} is the number of counts of ^{214}Bi in the sample; Br is the number of counts of background radiation in the ^{214}Bi (609 keV) region; t is the counting time of the sample (in seconds); m is the sample mass (in kilograms);

p_γ is the probability of emission of gamma radiation from ^{214}Bi , which is equal to 0.412; and $\varepsilon_{\text{Pb-210}}$ is the detector efficiency for ^{214}Bi , which is equal to $4.0 \pm 0.8\%$.

After analyzing the activities of ^{210}Pb and ^{226}Ra , the methods developed in the analysis of these radionuclides were applied to the certified reference materials IAEA-300, IAEA-315 and IAEA-326 from the International Atomic Energy Agency (IAEA) to establish the counting efficiency of the spectrometer for the counts of ^{210}Pb and ^{226}Ra . After certification, the sedimentation rate was calculated according to equation 3:

$$S = \frac{-\lambda \cdot D}{\ln \frac{C}{C_0}}, \quad (3)$$

where S is the sedimentation rate in $\text{cm}\cdot\text{year}^{-1}$; $C_{\text{Pb-210}}$ is the count of unsupported ^{210}Pb at the bottom of the core; $C_{0 \text{ Pb-210}}$ is the count of unsupported ^{210}Pb at the top of the core; λ is the radioactive decay constant of the ^{210}Pb , which is equal to $0.31076 \text{ year}^{-1}$; and D is the distance between the top and the stratum, expressed in centimeters.

4. RESULTS AND DISCUSSION

4.1. Sedimentation Rate

Based on the unsupported ^{210}Pb concentration data in the cores, the graphs of the relationships of $\text{Ln } ^{210}\text{Pb}$ to ^{226}Ra versus sample depth were obtained. The levels of unsupported ^{210}Pb in cores C1, C2 and C3 decreased with depth, and the slope of the linear regression resulted in a satisfactory value. The p value of the regression analysis (probability value associated with R^2) fell below 5%, which indicates that the regression is statistically significant (Figure 2). Thus, the levels of total ^{210}Pb and ^{226}Ra obtained in the Itapeva Lake cores were used to determine the sedimentation rates for each studied site in Table 1.

Table 1. Physical properties of the cores-sediment density, humidity and porosity (S.D. = standard deviation; S.R. = sedimentation rate).

Core	Length (cm)	S.R.	Density ($\text{gr}\cdot\text{cm}^{-3}$)	S.D.	(%) Humidity	S.D.	Porosity	S.D.
C1	38	2.9	1.08	0.03	44.1	2.08	0.66	0.02
C2	60	2.4	1.04	0.05	41.7	3.14	0.64	0.03
C3	56	3.2	1.13	0.07	47.8	5.23	0.69	0.05

The density of the samples in the cores ranged from 0.9 g.cm^{-3} to 1.12 g.cm^{-3} with a mean of $1.08 \pm 0.5 \text{ g.cm}^{-3}$. The porosity values calculated from density and water content ranged from 0.58 to 0.74 (Table 1), with a mean of 0.66 ± 0.13 and a trend of decreasing porosity with increasing depth.

The sedimentation rate was calculated based on the Constant Initial Concentration (CIC) model, which was developed by Appleby and Oldfield (1978) and Joshi and Shukla (1991).

The CIC method considers the concentration of unsupported ^{210}Pb in each slice of the sediment column per unit of dry mass. This model assumes that the annual deposition rate of atmospheric ^{210}Pb in a given location is reasonably constant (Turekhian *et al.*, 1977; Rangarajan *et al.*, 1986). As a result, the model assumes that the flow of $^{210}\text{Pb}_{\text{atm}}$ and the sedimentation rate of solids are constant, and no significant chemical or physical changes occurred. Thus, the unsupported ^{210}Pb concentration decreases with depth, due to its radioactive decay, as represented in the graph of concentration versus depth (Figure 3).

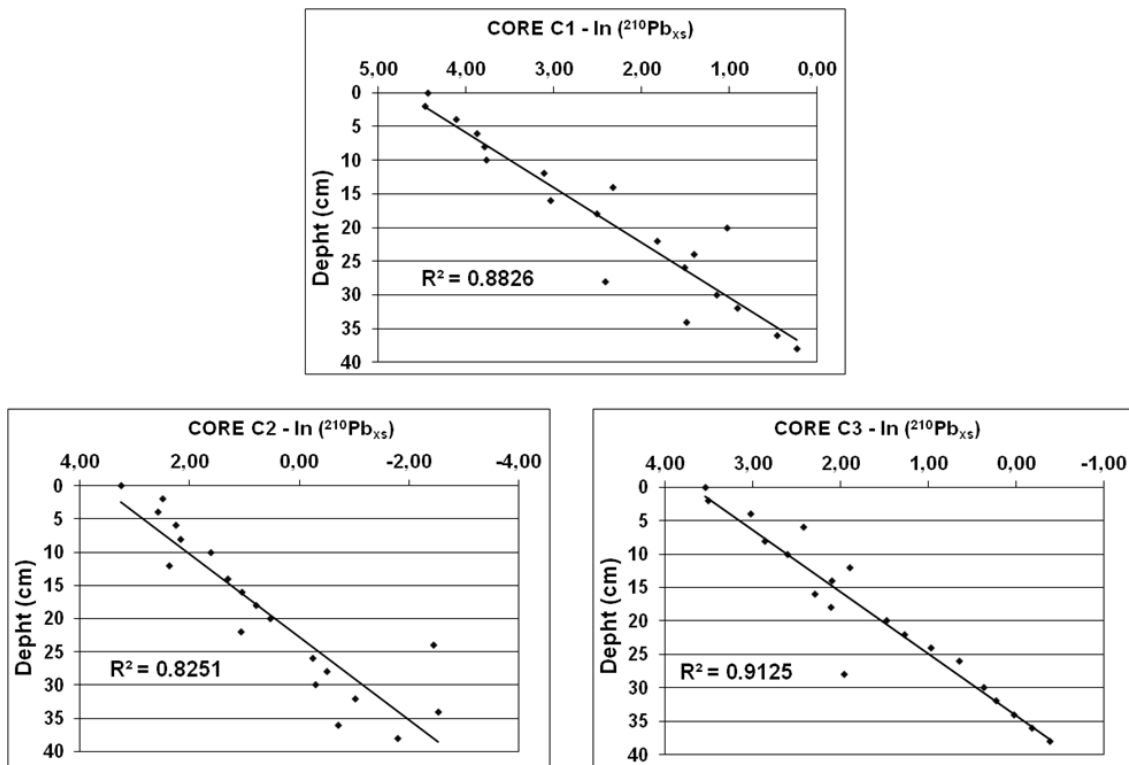


Figure 3. Vertical profile of unsupported activity ^{210}Pb $\ln(\text{Pb-210}_{xs})$ and respective linear regression in the cores C1, C2 and C3.

The sedimentation rates for Itapeva Lake reflect the internal movement dynamics and the contribution from the main sources of sediments to the lake system. Data from core C3 showed that the southern sector was the site most influenced by the drainage from the Três Forquilhas River, which is the main supplier of terrigenous sediments into the lake with a sedimentation rate of 3.2 mm.a^{-1} (Table 1). The sites in the center (C2) and north (C1) showed significantly lower rates relative to the south point with values of 2.4 mm.a^{-1} and 2.9 mm.a^{-1} , respectively.

Due to its sheltered geographic position, an examination of core C1 suggests that there is less agitation in the water surface in this environment, which favors sedimentary deposition compared to the center of the lake. This sedimentation process conforms with the particle size results, which identified a greater concentration of muddy sediments and organic matter in this portion of the lake floor.

The sedimentation rates from studies conducted in other lakes of the coastal plain are similar to the rates found in Itapeva Lake, which indicates sedimentation in the order of magnitude of a few millimeters per year.

Medeanic *et al.* (1994) obtained values of 4.2 mm.a^{-1} to 4.4 mm.a^{-1} for the Tramandaí Lagoon, located in the same hydrographic basin as Itapeva Lake (Figure 1). The highest sedimentation rate in this location is most likely attributed to the close proximity of the ocean, which leads to flocculation of the deltaic deposits due to saline intrusion.

Short-term sedimentation rates that were calculated by the ^{210}Pb method for sediments present in the top portion of 2 cores from Lagoa dos Patos in RS are between 3.5 mm.a^{-1} to 8.3 mm.a^{-1} (Martins *et al.*, 1989). The 6 ages determined from ^{14}C measurements in the cores of the Holocene muds, which are also from this lagoon, show a mean uncompacted rate of 0.52 mm.a^{-1} .

This value is comparable to the value of 0.75 mm.a^{-1} that was obtained with stratigraphic data by Toldo *et al.* (2000). The short-term measurements are entirely different from the long-term measurements, which are almost 10 times greater. These high rates may be caused by the deforestation of the drainage basin, which is a process that began with the European colonization approximately 150 years ago.

Nichols (1989) presented the short-term sedimentation rates for 22 coastal lakes on the East Coast of the USA and the Gulf of Mexico, where the bathymetric patterns at depths below 3.0 m are similar to patterns observed at Itapeva Lake, and the climate is similar to that

associated with low-latitude zones. The resulting values are between 0.3 mm.a^{-1} in Chincoteague and 110 mm.a^{-1} in deltaic deposits of Atchafalaya.

Relatively high sedimentation rates ($> 5.6 \text{ mm.a}^{-1}$) are typical of lakes with sectors of active deltaic sedimentation, such as Apalachicola, Mobile and Leste Matagorda. Most lakes (70%) exhibit rates in the range of 0.7 mm.a^{-1} to 5.0 mm.a^{-1} with a mean rate of 3.4 mm.a^{-1} , which are similar to the rates of the present study area. Similar results have been observed in other global locations, where an equivalent geochronological method has been applied (Table 2).

Table 2. Examples of sedimentation rates obtained by the ^{210}Pb method in lagoon environments (*mean).

Location	Sedimentation rate mm.a^{-1} (^{210}Pb Method)	Climate Zone	Reference
Berre Lagoon, France	5.5 - 7.5	Temperate	Robert <i>et al.</i> , 2006
Venice Lagoon, Italy	1.4 - 1.8	Temperate	Cochran <i>et al.</i> , 1998
Thau Basin Lagoon, France	1.6 - 2.1	Temperate	Monna <i>et al.</i> , 1996
Great Sound Lagoon, USA	1.8 - 5.4	Temperate	Carson <i>et al.</i> , 1998
Rhode Island Lagoon, USA	0.06 - 2.1	Temperate	Boothroyd <i>et al.</i> , 1985
Rehoboth Lagoon, USA	2.6 - 3.0	Temperate	Beasley, 1987
Apalachicola Lagoon, USA	6*	Temperate	Donoghue, 1987
Mobile Lagoon, USA	5.6*	Temperate	Ryan and Goodell, 1972
Point Judit Lagoon, USA	3.7 - 5.0	Temperate	Boothroyd <i>et al.</i> , 1985
Wachapreague Lagoon, USA	3.1*	Temperate	Oertel, <i>et al.</i> , 1989
Las Matas Lagoon, Mexico	3 - 3.4	Tropical	Ruiz <i>et al.</i> , 2012
Qualidia Lagoon, Morocco	0.6 - 10	Tropical	Zourarah, <i>et al.</i> , 2007

Sedimentation rates can vary based on the geographical location of the measurement because each lake differs with regards to sediment input, tributary flow rate, tidal conditions and geomorphological characteristics (Nichols and Allen, 1981). Additionally, the volumetric capacity of the water may vary depending on the stage of sedimentary filling, degree of subsidence or equilibrium of hydrodynamic forces. Comparisons that offer a better understanding of the relative importance of the sedimentation rates for Itapeva Lake are listed in Table 3.

The mean accumulation obtained for this lake is relatively low compared to deltas and fjords. The mean rate, however, is comparable to estuarine rivers (2.6 mm.a^{-1}), lakes ($2.6\text{--}14 \text{ mm.a}^{-1}$) and lagoons of the Atlantic Coast of the USA (3.1 mm.a^{-1}). Thus, there are

similarities among the values in spite of differences in depositional dynamics among the analyzed environments.

Table 3. Short-term sedimentation rates in several depositional environments. Modified from Nichols (1989); (*mean).

Environment	Sedimentation Rate mm.a ⁻¹	Reference
Deltas	10 – 450	Olsen, 1978
Fjords	1 – 1000 (*10)	Syvitski <i>et al.</i> , 1987
Lakes	2.6 – 14	Olsen, 1978
Estuarine Rivers (Atlantic Coast, USA)	1.7 – 3.9 (*2.6)	Nichols, 1986
Inland seas	0.1 – 0.7	Olsen, 1978
Tidal Plains (East Coast and Gulf of Mexico, USA)	1.4 – 14 (*5.6)	Stevenson <i>et al.</i> , 1986
Lagoons (Atlantic Coast and Gulf of Mexico, USA)	1.0 – 6.0 (*3.1)	Nichols, 1989

4.2. Textural Analysis

The particle size distribution in the cores indicates the existence of significant hydrodynamic energy in the sedimentation process of the central area of the lake. Silt, which ranges in diameter from medium to coarse in all samples, is the dominant class with a predominance of sand relative to clay, as indicated by a low maximum concentration of 9%. Thus, it is possible to texturally classify the cores as medium silt to coarse silt according to Folk and Ward (1957). Additionally, the classification of the sediment sample from the cores in Pejrup's diagram (1988) indicates the existence of high hydrodynamic energy in the sedimentation. All samples are classified in section IV of the diagram (Figure 4); this distribution is controlled by the presence of sand- and silt-sized particles in these samples.

The particle-size analysis of the core samples revealed significant fining-upward in the last 10 cm for core C1 and in the last 15 cm for core C2 from 1979 to 1950, respectively. This analogous behavior was also observed in the last 25 cm of core C3 with an estimated age of 1935 (Figure 5).

These findings show that Itapeva Lake received a greater load of fine sediments from the Três Forquilhas and Cardoso Rivers.

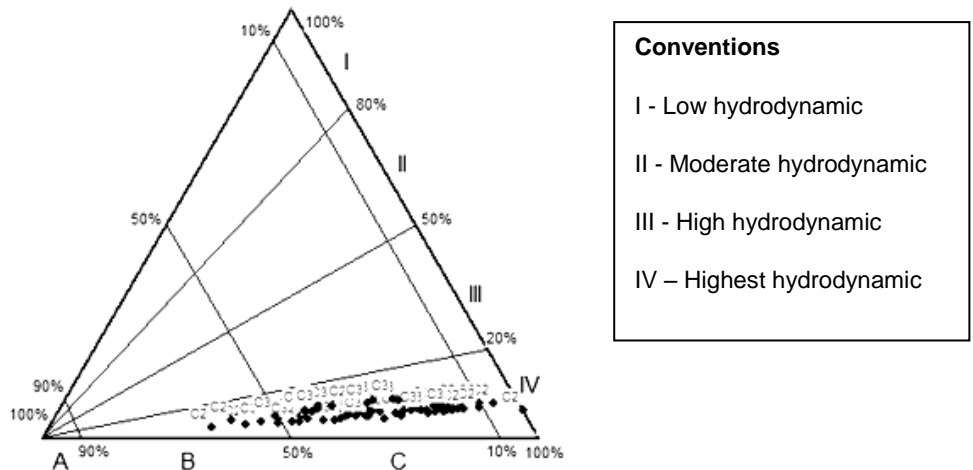


Figure 4. Pejrup’s triangular diagram (1988) to the sample cores C1, C2 and C3.

This sedimentation pattern can be attributed to the following anthropogenic modifications: accelerated process of soil removal through urbanization, road construction, deforestation and agriculture at the foot of the Serra Geral plateau slope and in adjacent areas influenced by small drainage basins that flow into the lake.

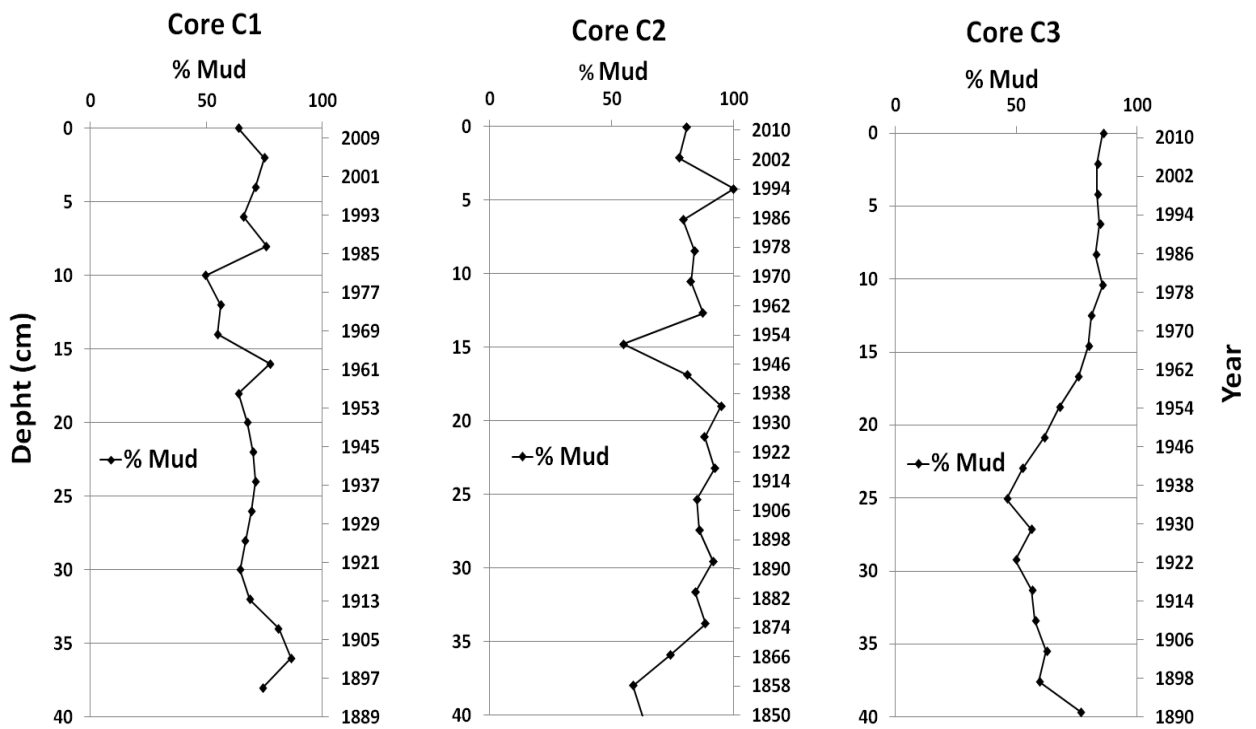


Figure 5. Percentage of mud, length and estimated age for cores C1, C2 and C3.

Such changes, as observed in the riparian areas of these hydrographic basins, represent processes of soil degradation, which is indicative of areas with greater agricultural potential.

The local agriculture, which is typically developed in small properties near the escarpment of the Meridional Plateau, is established on land with steep slopes. Combined with a lack of appropriate techniques, deforestation of important remnants of the Atlantic Forest is promoted, which contributes to the emergence of erosive processes (Fujimoto *et al.*, 2006).

The large fluctuations observed in the mud contents in recent years can also be attributed to increased urbanization in the region, which began in the late nineteenth century with the arrival of German immigrants who settled in the Três Forquilhas River Valley. Urbanization continued from 1940 onward through the emergence of the urban nucleus, where the city of Terra de Areia is currently located (Fujimoto *et al.*, 2006). The construction of highway BR-101 was completed in 1968 and brought further attention to the small village, which was previously located in the Osório district, leading to a major boost in municipal employment.

These changes resulted in an increase in sediment yield and caused these materials to be transported by the hydraulic action of the rivers, where the larger-diameter material, which was transported as tensile loads, were deposited along the lower course, especially in the deltaic portion, and were later reworked and distributed by wave action. The portion comprised of fine-particle populations was transported as suspension plumes into the lake until its final deposition on the lake floor, which increased the internal sedimentation rates and may have resulted in a decrease in the time required for the burial of Itapeva Lake.

4.3. Lacustrine Evolution

An evaluation of the physical space available for the accommodation of sediments inside the lake was conducted from bathymetric data obtained through surveys of cross-sectional profiles. From GPS coordinates and interpolation of the data, the area and volume of Itapeva Lake area were determined to be 125 km² and approximately 194.27 x 10⁶ m³, respectively.

Based on the known volume, the required time for the burial of Itapeva Lake burial was estimated according to equation 4 using the mean sedimentation value calculated for the three cores of 2.8 mm.a⁻¹ as a reference:

$$Rf = \frac{V}{S \cdot A}, \quad (4)$$

where Rf is the filling rate in years, V is the volume of the lake floor in m³, S is the sedimentation rate in m/yr and A is the area in m².

Considering the results of this equation, Itapeva Lake could be completely buried in approximately 500 years. However, this value may change as a result of increased deforestation and establishment of agriculture in the drainage basin, which increases the sediment yield of the tributaries that drain into the lake.

Moreover, the filling of Itapeva Lake depends on stable depositional conditions over time, such as a constant deposition rate, effects of sediment compaction, lack of basin subsidence or eustatic sea-level oscillations.

When the relative sea-level rise is higher than the sedimentation rate, there is an increase in internal accommodation space due to the greater water depth. This is possible due to an elevation in water table level associated with indirect communication between the lake and the Atlantic Ocean through inter-lagoon channels that develop to the mouth of the Tramandaí Lagoon (Figure 1). Thus, the basin volume where the sediments can be stored increases, generating a deficit in the sedimentation rate relative to the rate of space creation and reducing the time required for total filling (Figure 6).

If the equilibrium state between the sedimentation rate and sea-level rise persists, the lacustrine system will be classified as stationary, that is, dominated by the aggradational deposition. In this case, input mass and output mass are equivalent and balanced by the amount deposited at the bottom. This condition was observed in the San Antonio Bay (USA) where lagoon deposits reached 24 m in thickness, which suggests that the lagoon persisted in the same location for the last 9500 years (Shepard and Moore, 1960). However, if the sediment input is higher than the relative sea-level rise, there will be a tendency to reduce the accommodating space due to a decrease in water table level and acceleration of the infilling process (Figure 6).

According to the AR4 report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 2007), the mean sea level rose between 1961 and 2003 at a mean rate of 1.8 [1.3–2.3] mm per year on a global level, with a subsequent rise of 3.1 [2.4–3.8] mm per year being observed for the period of 1993 to 2003.

Thus, the supply of sediments deposited in the Itapeva Lake from 1961 to 1993 would be sufficient to fill the lake due to the positive balance between the sedimentation rate and the relative sea-level rise. The evolution scenario of this period leads to lacustrine infill in spite of rising sea level, due to the surplus of 1.0 mm.a^{-1} , which is associated with the mean

sedimentation rate of 2.8 mm.a^{-1} . Thus, the required time for infilling increased to 1554 years, which differs from the initial values that do not consider changes in sea level.

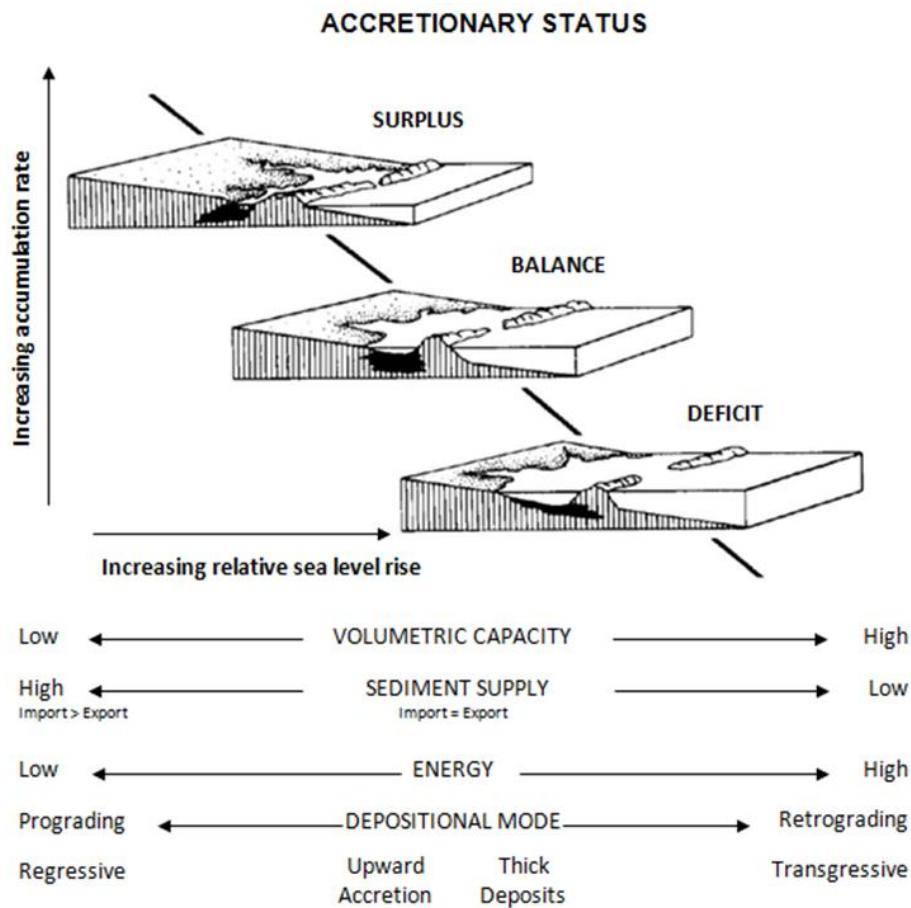


Figure 6. Schematic model to illustrate the accretionary status in a lagoon continuum from a "surplus" to a "deficit" lagoon as a function of increasing rate of accumulation and increasing rise of relative sea-level. (Nichols, 1989).

However, the sea-level rise between 1993 and 2003 points to a scenario of stabilization or minimization of the process of lake burial. This situation can even lead to an accretion deficit, as discovered in several locations where the rise occurs at a rate that exceeds the sedimentation rate. This result was observed in the Matagorda Lagoon, where the sea-level rise is relatively fast (5 mm.a^{-1}), and the sedimentation rate is only 0.7 mm.a^{-1} , creating a deficit of 4.3 mm.a^{-1} (Wright, 1980).

5. CONCLUSIONS

The sedimentation rate of Itapeva Lake, which is primarily influenced by drainage of the Três Forquilhas River, where the proximity to the mouth significantly increases the sedimentation rates, is on the order of a few millimeters per year.

The increase of mud content in the sedimentary column over the past several years suggests that the changes in the drainage basin of the Três Forquilhas River have increased the production of sediments and deposition on the lake bottom. Urbanization and the introduction of agriculture within the last century are the main explanatory variables for this behavior.

Because bathymetric characteristics influence the sedimentation process, the friction in the bottom, which is induced by waves and currents, hinders the deposition of muddy sediments in the shallow areas. This process was observed in the textural properties of sediments, indicating an increase in hydrodynamic energy such that the maximum concentration of clay-sized particles was 9% in the cores.

An analysis of the sedimentation rate revealed that the values found in this lake are similar to values found in other coastal bodies under similar climate conditions. Moreover, the sedimentation rate is equivalent to the rates of sea-level rise, which suggests a stabilization scenario in the burial process.

REFERENCES

- Ahn, Y.S., Nakamura, F., Chun, K.W., 2010. Recent history of sediment dynamics in Lake Toro and applicability of ^{210}Pb dating in a highly disturbed catchment in northern Japan. *Geomorphology* 114, 284–293.
- Alperin, M.J., Suayah, I.B., Benninger, L.K., Martens, C.S., 2002. Modern organic carbon burial fluxes, recent sedimentation rates, and particle mixing rates from the upper continental slope near Cape Hatteras, North Carolina (USA). *Deep-Sea Research II* 49, 4645 - 4665.
- Appleby, P.G. & Oldfield, F., 1978. The calculation of lead-210 dates assuming constant rate of supply ^{210}Pb to sediment. *Catena* 5, 1-8.
- Beasley, E.L., 1987. Change in diatom assemblage of Rehoboth Bay, Delaware and the environmental implications. M.S. Thesis, Univ. Delaware, 209 pp.

- Boothroyd, J.C., Friedrich, N.E. And McGinn, S.R., 1985. Geology of Microtidal Coastal Lagoons: Rhode Island. *Marine Geology* 63, 35-76.
- Canet, A. & Jacquemin, R., 1990. Methods for measuring radium isotopes: Gamma spectrometry. International Atomic Energy Agency. *The Environmental Behaviour of Radium*. Vienna, v.1, c. 3-4 (Technical Report Series, 310).
- Carson, B., Ashley, G.M., Lennon, G.P., Weisman R.N., Nadeau, J.E., Jo Hall, M., Faas, R.W., Zeff, M.L., Grizzle, R.E., Schuepfer, F.E., Young, C.L., Meglis', A.J., Carney, K.F. And Ralph Gabriel, 1988. Hydrodynamics and Sedimentation in a Back Barrier Lagoon-Salt Marsh System, Great Sound, New Jersey A Summary. *Marine Geology* 82, 123-132.
- Cochran, J.K., Frignani, M., Salamanca, M., Bellucci, L.G., Guerzoni, S., 1998. Lead-210 as a tracer of atmospheric input of heavy metals in the northern Venice Lagoon. *Marine Chemistry* 62, 15-29.
- Dillenburg S.R., Tomazelli L.J., Barboza E.G., 2004. Barrier evolution and placer formation at Bujuru Southern Brazil. *Marine Geology* 203, 43-56
- Donoghue, J.E., 1987. Rapid sediment infilling of a delta-estuary complex, Apalachicola Bay, Florida. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 68, 17-74.
- Eakins, J.D., Morrison, R.T., 1978. New procedure for the determination of Lead- 210 in lake and marine sediments. *J. Appl Radiat. Isot.* 29, 531-536.
- Fairbridge, R.W., 1980. The estuary: its definition and geodynamic cycle. In: E. Olausson and I. Cato (Editors), *Chemistry and Biogeochemistry of Estuaries*. Wiley. New York, pp. 1 - 35.
- Folk, R.L. & Ward, W.C., 1957. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27, 3-27.
- Fujimoto, N.S.V.M., Strohaecker, T.M., Gruber, N.L.S., Kunst, A.V., Ferreira, A.H., 2006. Litoral norte do estado do Rio Grande do Sul: indicadores socioeconômicos e principais problemas ambientais. 2006. *Desenvolvimento e Meio Ambiente* 13, 99-124.
- Goldberg, E.G., 1963. Geochronology with ^{210}Pb . In: *Radioactivity Dating*. IAEA, Vienna, pp. 121-131.
- Hasenack, H., & Ferrara, L.W., 1989. Considerações sobre o clima da região de Tramandaí, RS. *Pesquisas em Geociências* 22, 53-70.
- Huh, C. & Su, C., 1999. Sedimentation dynamics in the East China Sea elucidated from ^{210}Pb , ^{137}Cs and $^{239, 240}\text{Pu}$. *Marine Geology* 160, 183-196.
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007. Cambridge University Press, The Scientific Basis*. Jevrejeva, S, Moore, JC, Grinsted, A, 2008. Recent sea level acceleration started over 200 years ago? *Geophysical Research Letters* 35 (8), L08715.
- Ivanovich, M. and Harmon, R.S., 1992. Uranium-series disequilibrium: applications to earth, marine, and environmental sciences. 2^o ed., Oxford Clarendon Press, Oxford, New York, 910p.

- Joshi, S.R. & Shukla, B.S., 1991. AB INITIO derivation of formulations for ^{210}Pb dating of sediments. *Journal Radioanal. Nuclear Chem.* 148 (1), 73–79.
- Kirchner, G., 2011. ^{210}Pb as a tool for establishing sediment chronologies: examples of potentials and limitations of conventional dating models. *Journal of Environmental Radioactivity* 102, 490-494.
- Kjerfve, B., & Magill, K.E., 1989. Geographic and hydrodynamic characteristics of shallow Coastal lagoons. In: L.G. Ward and G.M. Ashley (Editors), *Physical Processes and Sedimentology of Siliciclastic-Dominated Lagoonal Systems*. *Marine Geology* 88, 187- 199.
- Koide, M., Soutar, A. and Goldberg, E.D., 1972. Marine geochronology with Pb-210. *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, 442-446.
- Koide M., Braland, K.W. and Goldberg E.D., 1973. Th-228/Th-232 and Pb-210 geochronologies in marine and lake sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1171-1187.
- Krishnaswamy, S., Lal, D., Martin, J.M., Meybeck, M., 1971. Geochronology of lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 11, 407-414.
- Lankford, R.R., 1976. Coastal lagoons of Mexico: their origin and classification. In: M.L. Wiley (Editor), *Estuarine Processes*. Academic Press, New York, Vol. 2, 182-215.
- Lesueur, P, Jouanneau, JM, Boust, D, Tastet, JP, Weber, O, 2001. Sedimentation rates and fluxes in the continental shelf mud fields in the Bay of Biscay (France). *Continental Shelf Research* 21, 1383 - 1401.
- Martins, I.R., Villwock, J.A., Martins, L.R. and Benvenuti, C.E., 1989. The Lagoa dos Patos Estuarine Ecosystem. *Pesquisas em Geociências* 2, 5-44.
- Monna, F., Mathieu, D., Marques Jr., A.N., Lancelot, J., Bernat, M., 1996. A comparison of PERALS to alpha spectrometry and beta counting: a measure of the sedimentation rate in a coastal basin. *Analytica Chimica Acta* 330, 107- 115.
- Nichols, M. & Allen, G., 1981. Sedimentary processes in coastal lagoons. *UNESCO Tech. Bull. Mar. Sci.* 33, 27-80.
- Nichols, M. & Biggs, R.B., 1985. Estuaries. In: Davies Jr., R.A. (ed.). *Coastal Sedimentary Environments*, Springer-Verlag: Sec. Ed. 716 p.
- Nichols, M., 1986. Storage efficiency in estuaries. In: S.Y. Wang *et al.* (Editors), *Proc. Int. Symp. Soc. River Sedimentation*, 3rd (Jackson, Miss.), pp. 273-289.
- Nichols, M., 1989. Sediment Accumulation Rates and Relative Sea-Level Rise in Lagoons. *Marine Geology* 88, 201-219.
- Oertel, G.F., Kearney, M.S., Leatherman, S.P. and Woo, H.J., 1989. Anatomy of a barrier platform: outer barrier lagoon, southern Delmarva Peninsula, Virginia. In: L.G. Ward and G.M. Ashley (Editors), *Physical Processes and Sedimentology of Siliciclastic-Dominated Lagoonal Systems*. *Marine Geology* 88, 303-318.

- Oguri, K., Matsumoto, E., Yamada, M., Saito, Y., Iseki, K., 2003. Sediment accumulation rates and budgets of depositing particles of the East China Sea. *Deep-Sea Research II* 50, 513-528.
- Oldfield, F., Appleby, P.G., 1984. Empirical testing of ²¹⁰Pb-dating models for lake sediments. In: Hayworth, E.Y., Lund, J.W.G. (Eds.), *Lake Sediments and Environmental History*. Leicester University Press, Leicester, 93-124.
- Olsen, C.R., 1978. Sedimentation rates. In: R. Fairbridge (Editor), *Encyclopedia of Sedimentology*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pa., pp.687-692.
- Owen, R.B. & Lee, R., 2004. Human impacts on organic matter sedimentation in a proximal shelf setting, Hong Kong. *Continental Shelf Research* 24, 583-602.
- Parfenov, Y.D., 1974 Polonium-210 In the environment and in the human organism. *At. Energy Rev.*, v. 12, 75-143.
- Pejrup, M., 1988. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments a new approach. In: Boer, P.L.; van Gelder, A. e Nio, S.D.(ed.). *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*. D. Reidel, Dordrecht. P. 289-300.
- Rangarajan, C., Madhavan, R., Gopalakrishnan, Smt.S., 1986. Spatial and temporal distribution of lead-210 in the surface layers of the atmosphere. *J. Environ. Radioact* 3, 23-33.
- Ryan, J.J. & Goodell, H.G., 1972. Marine geology and estuarine history of Mobile Bay, Alabama. In: B.W. Nelson (Editor), *Environmental Framework of Coastal Plain Estuaries*. Geol. Soc. Am. Mem. 133, 517-554.
- Robert, C., Degiovanni, C., Jaubert, R., Leroy, V., Reyss, J.L., Saliège, J.F., Thouveny, N., Vernal, A., 2006. Variability of sedimentation and environment in the Berre coastal lagoon (SE France) since the first millenium: Natural and anthropogenic forcings. *Journal of Geochemical Exploration* 88, 440–444.
- Robbins, J.A., Edgington, D.N., 1975. Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39, 285-304.
- Ruiz-Fernández, A.C., Sprovieri, M., Piazza, R., Frignani, M., Sanchez-Cabeza, J.A., Feo, M.L., Bellucci, L.G., Vecchiato, M., Pérez-Bernal, L.H., Páez-Osuna, F., 2012. ²¹⁰Pb-derived history of PAH and PCB accumulation in sediments of a tropical inner lagoon (Las Matas, Gulf of Mexico) near a major oil refinery. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 82, 136–153.
- Shepard, F.P. & Moore, D.G., 1960. Bays of central Texas coast. In: F.P. Shepard, F.B. Phleger and T.H. Van Andel (Editors), *Recent Sediments of Northwest Gulf of Mexico*. Am. Assoc. Pet.Geol., Tulsa, 117-152.
- Syvitski, J.P.M., Burrell, D.C. and Skei, J.M., 1987. *Fjords, Processes and Products*. Springer, New York, 379 pp.

- Stevenson, J.C., Ward, L.G. and Kearney, M.S., 1986. Vertical accretion in marshes with varying rates of sea level rise. In: D.A. Wolfe (Editor), *Estuarine Variability*. Academic Press, New York, pp.241-260.
- Strahler, A.N. e Strahler, A.H., 1987. *Modern Physical Geography*. John Willey and Sons, New York. 488 p.
- Medeanic, S., Hirata, F., Dillenburg, S.R., 2010. Algal Palynomorphs Response to Environmental Changes in the Tramandai Lagoon, Southern Brazil, and Climatic Oscillations in the 20th Century. *Journal of Coastal Research* 26(4), 726-735.
- Toldo Jr., E.E., Dillenburg, S.R., Corrêa, I.C.S., Almeida, LESB, 2000. Holocene Sedimentation in Lagoa dos Patos Lagoon, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Coastal Research* 16(3), 816 – 822.
- Tomazelli L.J. and Villwock J.A., 1996. Quaternary geological evolution of Rio Grande do Sul coastal plain. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 68(3), 373–382.
- Turekhian, K.K., Nozaki, Y., Benninger, L.K., 1977. Geochemistry of atmospheric radon and radon products. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 5, 227- 255.
- Zourarah, B., Maanan, M., Carruesco, C., Aajjane, A., Mehdi, K., Conceição Freitas, M., 2007. Fifty-year sedimentary record of heavy metal pollution in the lagoon of Oualidia (Moroccan Atlantic coast). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 72, 359-369.
- Wright, S.S. 1980. Seismic stratigraphy and depositional history of Holocene sediments on the Texas Gulf Coast. M.S. Thesis, Univ. Texas, Austin, 123 pp.

