

EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA PLANÍCIE COSTEIRA DE ITAPOÁ, LITORAL NORTE DE SANTA CATARINA

MARIA CRISTINA DE SOUZA^(1,3), RODOLFO JOSÉ ANGULO^(2,4), LUIZ CARLOS RUIZ PESSEDA^(4,5)

ABSTRACT PALEO GEOGRAPHICAL EVOLUTION OF THE ITAPOÁ COASTAL PLAIN, NORTHERN COAST OF SANTA CATARINA STATE, BRAZIL The paper aims to characterize the paleogeographical evolution of the Itapoá coastal plain during the Quaternary and to compare this evolution with other proposed models. To reach the objectives the area was mapped in scale 1:50.000, sub-surface information were obtained from geotechnical drillings and paleosol-levels were inferred by radiocarbon dating performed on vermetids tubes, wood fragments and shells of *Anomalocardia brasiliana* samples. The paleosea-level reconstructions are consistent with the sea level curve proposed in previous works. The evolution model for the Itapoá coastal plain proposed in this work is similar to the model proposed for the coastal plain of Paranaguá. The paleogeographical evolution of the Itapoá coastal plain can be summarized as: (I) formation of fans during Lower Miocene, with sea level similar or lower than the present one; (II) island-barrier formation during the Upper Pleistocene transgression maximum; (III) formation of extensive regressive barriers and later dissection by a rectangular pattern drainage system, during sea level low stand; (IV) island-barrier formation during the Holocene transgression maximum, with inlets associated to the present mouth of Sai-Mirim and Sai-Guaçu rivers; (V) formation of extensive regressive barriers during falling sea level period. During the Holocene regression, spits grew northward, moving northward the estuarine inlets as well. This drift direction is the same that was suggested for Paraná and Santa Catarina north coast. During regression until present the Sai-Mirim River has eroded the Holocene barrier inland portion, that probably caused the erosion of most of the Holocene transgressive barrier-islands.

Keywords: transgression, regression, ¹⁴C dating, barrier island, coastal plain, Holocene

RESUMO O artigo visa caracterizar a evolução paleogeográfica da planície costeira do Município de Itapoá, Estado de Santa Catarina durante o Quaternário e compará-la com outros modelos propostos. A área foi mapeada em escala 1:50.000, dados de subsuperfície foram obtidos por sondagens geotécnicas e paleoníveis marinhos determinados por datação ¹⁴C de amostras de vermetídeos, fragmentos de madeira e conchas de *Anomalocardia brasiliana*. Os resultados das reconstruções de paleoníveis marinhos na região são compatíveis com a curva de variação relativa do nível do mar proposta em trabalhos anteriores. O modelo evolutivo da região de Itapoá é semelhante ao proposto para a planície costeira de Paranaguá, localizada ao norte da área de estudo. A evolução paleogeográfica de Itapoá pode ser sintetizada como segue: (I) formação de leques durante o Mioceno Inferior, com nível de mar semelhante ou mais baixo que o atual; (II) formação de ilhas-barreira durante o máximo da transgressão do Pleistoceno superior; (III) formação de extensas barreiras regressivas e posterior dissecação por um sistema de drenagem de padrão retangular durante o período de mar baixo; (IV) formação de ilhas-barreira durante o máximo da transgressão do Holoceno, com desembocaduras associadas as atuais desembocaduras dos rios Sai-Mirim e Sai-Guaçu; (V) formação de extensas barreiras regressivas durante a descida progressiva do nível do mar. Durante a regressão holocênica, formaram-se esporões que migravam para norte, deslocando as desembocaduras dos estuários na mesma direção, sugerindo que, na época, a deriva litorânea predominante era para norte. Esta direção coincide com a sugerida para o litoral norte dos estados de Santa Catarina e Paraná, a partir da extensão e disposição das barreiras do Holoceno. Durante a regressão até os dias atuais o Rio Sai-Mirim tem erodido a retaguarda dos terraços do Holoceno o que provavelmente ocasionou a erosão da maior parte das barreiras transgressivas deste período.

Palavras-chaves; transgressão, regressão, datação ¹⁴C, ilha-barreira, planície costeira, Holoceno

INTRODUÇÃO A compreensão da origem e evolução das planícies costeiras deve considerar principalmente as respostas dos ambientes costeiros às variações do nível do mar. Modelos evolutivos de planícies costeiras foram desenvolvidos em diversas partes do planeta, destacando-se os trabalhos da costa leste dos Estados Unidos para costas transgressivas, e da costa leste da Austrália para costas regressivas (Roy *et al.* 1994). No Brasil destacam-se os trabalhos pioneiros de Bigarella (1946, 1954) no Estado do Paraná; Suguio & Martin (1976a, 1976b, 1978) nos estados da Bahia, São Paulo e Rio de Janeiro; Suguio *et al.* (1985) desde o Estado de Alagoas até Santa Catarina; Villwock *et al.* (1984, 1986) no Rio Grande do Sul e Dominguez *et al.* (1981) nos deltas dos rios São Francisco, Jequitinhonha, Doce e Paraíba do Sul. Recentemente modelos foram propostos por Lessa *et al.* (2000) para a planície costeira de Paranaguá, no Estado do Paraná e por Dillenburg *et al.* (2000) para a de Rio Grande do Sul.

Suguio & Martin (1987) propuseram sete estágios evolutivos para as planícies costeiras da região sul e sudeste do Brasil, sendo eles: (I) máximo da regressão pliocênica; (II) transgressões/regressões do Pleistoceno inferior, (III) médio e (IV) superior; (V) máximo da transgressão holocênica; (VI) construção de deltas intralagunares e (VII) construção de terraços marinhos holocênicos. Horn Filho (1997) apresentou um modelo evolutivo para o litoral norte do Estado de Santa Catarina semelhante ao de Suguio & Martin (1987). Porém, acrescen-

tu, um estágio denominado Máximo de transgressão do Plioceno, agrupou os estágios II e III, subdividiu o estágio IV em máximo da transgressão e máximo da regressão e, eliminou o estágio VI.

O objetivo do trabalho é caracterizar a evolução paleogeográfica durante o Quaternário da planície costeira do Município de Itapoá e correlacionar com os estágios e modelos evolutivos propostos por outros autores para a área e outras regiões do Brasil.

CARACTERIZAÇÃO GERAL A planície costeira do Município de Itapoá localiza-se na região nordeste do Estado de Santa Catarina entre os paralelos 25°57' e 26°14' Sul (Fig. 1). A planície estende-se entre o Oceano Atlântico, a leste; a Serra do Mar, a oeste; a Baía de São Francisco do Sul, ao sul e pelo Rio Sai-Guaçu, ao norte.

Os morros e serras que limitam a planície costeira são constituídos por rochas pré-cambrianas do Cinturão Granitóide Costeiro (Basei *et al.* 1992). Em alguns locais as rochas do embasamento alcançam a costa formando promontórios, tais como a Ponta do Areião, e pequenas ilhas, como a de Itapeva e do Sai (Fig. 2). Também ocorrem na área depósitos continentais do Cenozóico, constituídos por colúvios, leques, terraços e planícies aluviais (Souza 1999). A planície costeira é constituída principalmente por terraços marinhos do Pleistoceno Superior e Holoceno, planícies paleoestuarinas do Holoceno e manguezais, dunas e praias atuais (Souza 1999) (Fig. 2).

1) Pós-Graduação em Geologia, UFPR;

2) Departamento de Geologia, UFPR;

3) Bolsista CAPES,

4) Pesquisador CNPq;

5) Laboratório (C-14) do CENA, USP. Endereço para correspondência: Departamento de Geologia, UFPR, C.P. 19001, Curitiba (PR) 81531-990. Fone: +55 41 361 3135 Fax: +55 41 361 3642, e-mail: cristina@geologia.ufpr.br, angulo@geologia.ufpr.br, luiz.pessenda@cena.usp.br

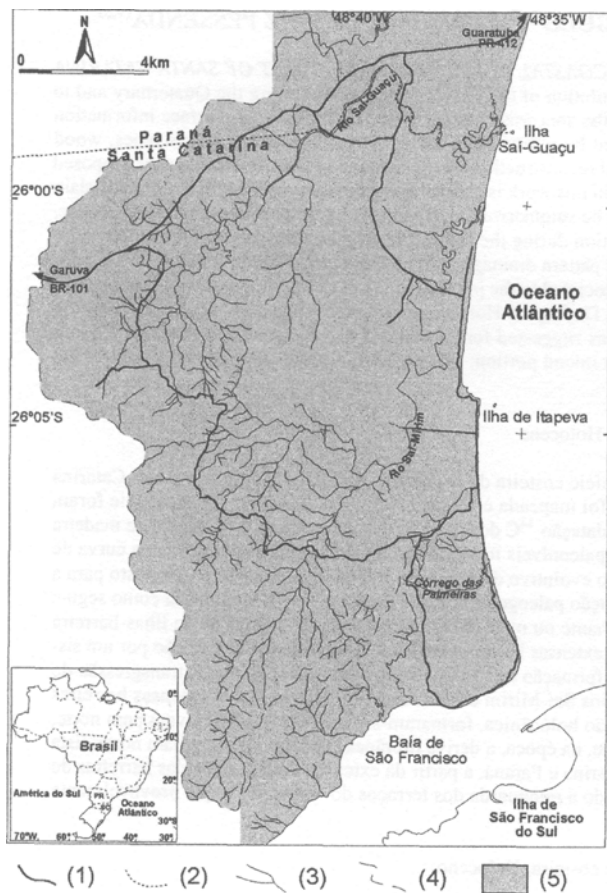


Figura 1 -Localização da área estudada: (1) estradas; (2) limite interestadual; (3) rios, córregos e canais; (4) limite de bacia hidrográfica; (5) área de estudo.

MATERIAIS E MÉTODOS Os dados geológicos de superfície foram obtidos a partir do mapa geológico na escala 1 : 50.000 de Souza (1999), e os dados de subsuperfície através de sondagens geotécnicas a percussão realizadas pelas empresas Solotécnica, no balneário Itapema do Norte, e Sondageo, no balneário de Figueira do Pontal (Fig. 2).

Os paleoníveis marinhos foram determinados a partir da datação de amostras de: (a) tubos de vermetídeos (gastropodes) fixos em costões rochosos; (b) fragmentos de madeira contidos em sedimentos areno-argilosos e (c) conchas do bivalve *Anomalocardia brasiliensis* coletadas em sedimentos areno-argilosos. Após secagem ao ar, limpeza e classificação, as amostras foram datadas pelo método do Carbono 14 no Laboratório do Centro de Energia Nuclear na Agricultura, da Universidade de São Paulo - CENA/USP.

As amostras de vermetídeos foram coletadas em intervalos verticais de 3 a 6 cm de cada nível de ocorrência, onde existiam quantidades suficientes (aproximadamente 50 g) que permitissem sua datação pelo método convencional do Carbono 14.

RESULTADOS Paleoníveis marinhos No costão da Ponta do Areião (Fig. 2), foram identificados três níveis de vermetídeos subfósseis. Os tubos pertenciam a espécie *Pentaloconchus (Macrophragma) varians* e se encontravam *in situ* sendo visíveis as superfícies de crescimento sobre a rocha.

Para identificar o paleonível marinho à época de vida dos vermetídeos foi utilizado o conceito de nível de vida equivalente conforme Laborei (1986), isto é, a comparação entre o nível dos restos fósseis e o nível de vida dos organismos atuais.

Na área não foram encontrados os recifes de vermetídeos vivos, não existindo registros da sua ocorrência ao sul de Cabo Frio, aproximadamente 23° de latitude sul (Laborei 1986). Já as ocorrências fósseis mais austrais destes organismos foram identificados por Angulo *et al.* (1999) no Cabo de Santa Marta (28°36' de latitude sul), no Estado de Santa Catarina. Assim, foi necessário tomar como nível de referência outro organismo que vivesse em um nível semelhante ao dos vermetídeos. Foi escolhido o limite superior de maior abundância das colônias do poliqueta *Phragmatopoma lapidosa*, que segundo Angulo *et al.* (1999), corresponderia ao nível superior equivalente de vida dos vermetídeos (Fig. 3).

Os restos correspondentes ao nível mais alto encontravam-se entre 2,2 m e 2,8 m acima do limite superior de maior abundância das colônias de *Phragmatopoma lapidosa*, o nível intermediário entre 1,5 e 2,1 m e o inferior entre 0,0 e 0,2 m acima deste nível (Fig. 3). As amostras datadas situavam-se a 2,5, 2,1 e 0,2 m acima do nível de referência. Os resultados das datações forneceram idades de: 4.200 ± 70 anos A.P. (CENA-205)¹, para a amostra superior; 3.530 ± 70 anos A.P. (CENA-206); para a amostra intermediária e 2.130 ± 60 anos A.P. (CENA-204), para a amostra do nível inferior (Tabela 1).

Laborei (1986) considera que restos de tubos de vermetídeos, em costões rochosos sob condições de moderada exposição às ondas, podem fornecer paleoníveis com precisão de $\pm 0,5$ m. Angulo *et al.* (1999) ponderaram que alguns fatores, tais como imprecisões na identificação do paleonível e mudanças nas características hidrodinâmicas da costa desde a época de vida dos vermetídeos podem ampliar este erro até $\pm 1,0$ m. Assim, a partir das amostras datadas foram inferidos paleoníveis de: $2,5 \pm 1,0$ m há 4.200 ± 70 anos A.P.; $2,1 \pm 1,0$ m há 3.530 ± 70 anos A.P. e $0,2 \pm 1,0$ m há 2.130 ± 60 anos A.P. (Fig. 4).

A amostra de madeira contida em sedimentos paleoestuarinos foi coletada na margem do Rio Saí-Mirim aproximadamente 0,40 m abaixo do nível de preamar atual (Fig. 2). O resultado da datação forneceu idade 6.480 ± 90 anos A.P. e δC^{13} de $-30,18\%$ (CENA-275). Como os fragmentos de madeira podem ter sido depositados entre o nível de maré alta e vários metros de profundidade é possível determinar apenas o paleonível mínimo do mar na época. Assim, pode-se inferir que o nível de preamar na época era superior a - 0,40 m em relação ao nível atual (Fig. 4).

As conchas de *Anomalocardia brasiliensis* foram coletadas em sedimentos paleoestuarinos em Figueira do Pontal (Fig. 2), a aproximadamente 0,50 m acima do nível de preamar atual. Muitas destas conchas estavam em posição de vida com as duas valvas juntas, evidenciando pouco ou nenhum transporte. O resultado da datação forneceu uma idade de 5.510 ± 70 anos A.P., com um δC^{13} de $-0,68\%$ (CENA-276). Segundo Angulo (1992) *Anomalocardia brasiliensis* vive abaixo do nível de maré baixa até alguns metros de profundidade, e quando não há muito retrabalhamento das conchas por outros organismos, estes bancos servem para indicar pelo menos o nível de maré baixa da época em que viviam estes organismos. Com base nestes critérios e considerando que a amplitude da maré na Baía de São Francisco do Sul é de 1,50 m (DHN 1997) a amostra indicaria paleonível $> 2,0$ m acima do nível atual (Fig. 4).

Anteriormente às reconstruções apresentadas neste trabalho, não existiam para a área estudada, referências de paleoníveis marinhos holocênicos. As referências mais próximas correspondiam a quatro datações de conchas de moluscos, duas ao sul na Ilha de São Francisco e duas ao norte na planície costeira de Rio Saí-Guaçu (Martin *et al.* 1988, Angulo 1989) (Tabela 2). Duas indicavam apenas paleoníveis superiores ao atual há 6.080 ± 250 (Bah-1280)² e 5.820 ± 220 (Bah-1279), uma paleonível $> 0,6$ m há 3.480 ± 60 (GSC-5246)³ e outra $+ 3,1 \pm 0,5$ m há 4.015 ± 90 anos A.P. (GX-14060)⁴ (Fig. 4).

Dados de subsuperfície As três sondagens do balneário Itapema do Norte atravessaram apenas um pacote de areia fina. Como estas sondagens foram realizadas sobre o terraço holocênico, pode-se inferir apenas que o pacote tem espessura igual ou superior a 14,5 m.

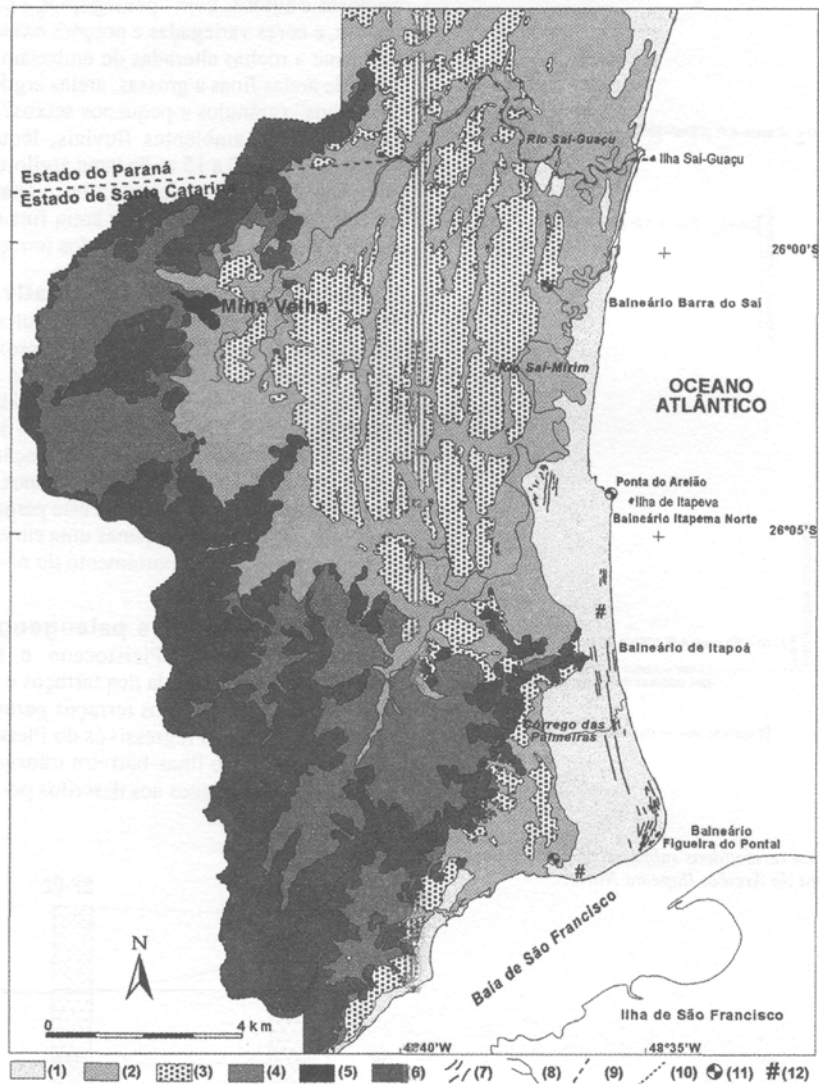


Figura 2 - Mapa geológico do Quaternário costeiro do Município de Itapoá, Estado de Santa Catarina (Souza 1999): (1) terraços marinhos, praias e dunas holocênicas; (2) planícies paleoestuarinas e mangues liococênicos; (3) terraços marinhos pleistocênicos; (4) leques, terraços e planícies aluviais e colúvios do Quaternário indiferenciado; (5) sedimentos continentais terciários da Formação Mina Velha; (6) embasamento cristalino pré-cambriano; (7) lineamentos de cordões litorâneos; (8) rios e córregos; (9) limite Interestadual; (10) limite de bacia hidrográfica; (11) amostras para datação; (12) sondagens geotécnicas.

Tabela 1 - Datações ao ¹⁴C e reconstruções de paleoníveis marinhos no Município de Itapoá, Estado de Santa Catarina

Local	Latitude (sul)	Longitude (oeste)	Idade (anos A.P.)	δ ¹³ C (‰)	Paleonível (m)	Ref. de Lab. N ^o	Natureza da amostra
Ponta do Areião	26°04'24"	48°36'12"	2130 ± 60	-3,73	0,2 ± 1,0	CENA-204	Tubos de vermetídeos
Ponta do Areião	26°04'24"	48°36'12"	3530 ± 70	0,93	2,1 ± 1,0	CENA-206	Tubos de vermetídeos
Ponta do Areião	26°04'24"	48°36'12"	4200 ± 70	1,05	2,5 ± 1,0	CENA-205	Tubos de vermetídeos
Rio Saí-Mirim	26°00'37"	48°37'22"	6480 ± 90	-30,18	> -0,40	CENA-275	Fragmentos de madeira
Figueira do Pontal	26°10'37"	48°37'10"	5510 ± 70	-0,68	> 2,00	CENA-276	Conchas de <i>Anomalocardia brasiliana</i>

Tabela 2 - Datações ao ¹⁴C e reconstruções de paleoníveis marinhos em áreas próximas ao Município de Itapoá.

Local	Latitude (sul)	Longitude (oeste)	Idade (anos A.P.)	δ ¹³ C (‰)	Paleonível (m)	Ref. Lab. N ^o	Natureza da amostra	Fonte
São Francisco do Sul	26°13'42"	48°29'53"	4015 ± 90	1,4	+3,05 ± 0,5	GX-14060	Vermetídeos	Angulo 1989
São Francisco do Sul	26°10'36"	48°37'06"	6080 ± 250	-7,28	> 0,0	Bah-1280	Conchas	Martin et al. 1988
Saí-Guaçu	25°57'18"	48°38'48"	3480 ± 60	0,5	> 0,6	GSC-5246	Conchas de <i>Anomalocardia brasiliana</i>	Angulo 1992
Saí-Guaçu	25°58'00"	48°38'30"	5820 ± 220	0,06	> 0,0	Bah-1279	Conchas	Martin et al. 1988

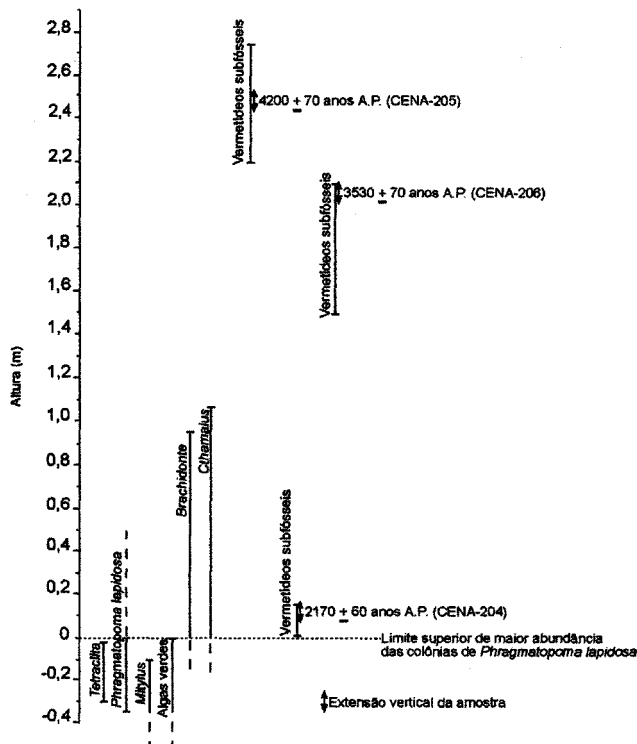


Figura 3 - Distribuição vertical dos vermetídeos subfósseis e dos organismos atuais no costão rochoso da Ponta do Areião, Itapema Norte.

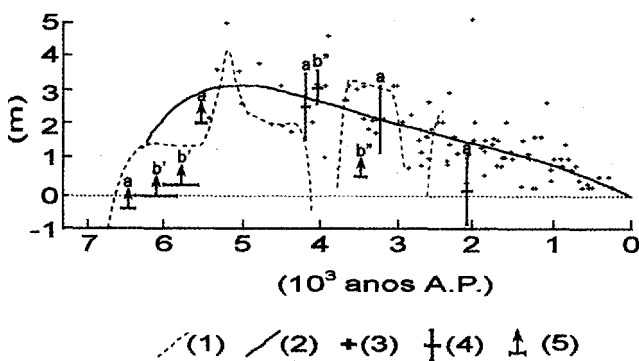


Figura 4 - Curvas de variação do nível relativo do mar nos últimos 7.000 anos A.P. e reconstrução espaço-temporal de paleoníveis marinhos no Município de Itapoá e áreas próximas: (1) curva para Itajaí-Laguna segundo Martin *et al.* (1988); (2) curva para o Brasil a partir de vermetídeos segundo Angulo & Lessa (1997); (3) reconstrução espaço-temporal de paleonível marinho a partir de vermetídeos segundo Angulo & Lessa (1997); (4) reconstrução espaço-temporal de paleonível marinho deste trabalho, com indicação da margem de erro de altura e idade; (5) reconstrução espaço-temporal de paleonível marinho deste trabalho, com indicação de altura mínima e margem de erro de idade; (a) no Município de Itapoá; (b) em áreas próximas segundo (b') Martin *et al.* (1988) e (b'') Angulo (1989)

As cinco sondagens no balneário de Figueira do Pontal atravessaram diversos pacotes sedimentares (Fig. 5). A partir das descrições fornecidas pela empresa que realizou as sondagens, e o mapeamento superficial de Souza (1999), foi possível identificar e correlacionar quatro unidades sedimentares principais. A seqüência da base para o topo é a seguinte: (1) 4 a 14 m de areias siltsas, silte arenoso, argilas

arenosas e siltsas com "pedregulhos", compactos com partículas de caulim, e cores variegadas e porções oxidadas, correspondente provavelmente a rochas alteradas do embasamento pré-cambriano; (2) 6 a 20 m de areias finas a grossas, areias argilosas, argilas arenosas e "pedregulhos" (granules e pequenos seixos?), provavelmente de origem continental de ambientes fluviais, leques aluviais e colúvios do Cenozóico; (3) 10 a 15 m de lama argilo-arenosa, cinza escura, pouco compacta de origem paleoestuarina ou paleolagunar e provavelmente do Holoceno; (4) 5 a 12 m de areia fina de origem marinha costeira correspondente aos sedimentos dos terraços holocênicos (Fig. 5)

DISCUSSÃO Variações relativas do nível do mar no Holoceno superior Os resultados das reconstruções de paleoníveis na região, tanto das áreas próximas como os apresentados neste trabalho, são compatíveis com a curva de Angulo & Lessa (1997) (Fig. 4). Uma datação de vermetídeo indica nível marinho alto há 4.015 ± 90 anos A.P., quando a curva de Martin *et al.* (1988) indica nível inferior ao atual (Fig. 4). A datação de vermetídeo que indica paleonível de 0,20 m há 2.130 ± 60 anos A.P. cai abaixo das curvas, porém cabe lembrar que durante este período há uma grande dispersão de pontos, sendo a curva apenas uma curva média, não estando definido com precisão o comportamento do nível relativo do mar no período (Fig. 4).

Evolução geológica e paleogeográfica A ocorrência de extensos terraços do Pleistoceno e Holoceno, a presença de paleolagunas a retaguarda dos terraços e a ocorrência de sedimentos argilosos lagunares sob os terraços permitem inferir que durante os ciclos transgressivos regressivos do Pleistoceno superior e Holoceno existiram na região ilhas-barreira transgressivas e cordões arenosos regressivos semelhantes aos descritos por Lessa *et al.* (2000) no Esta-

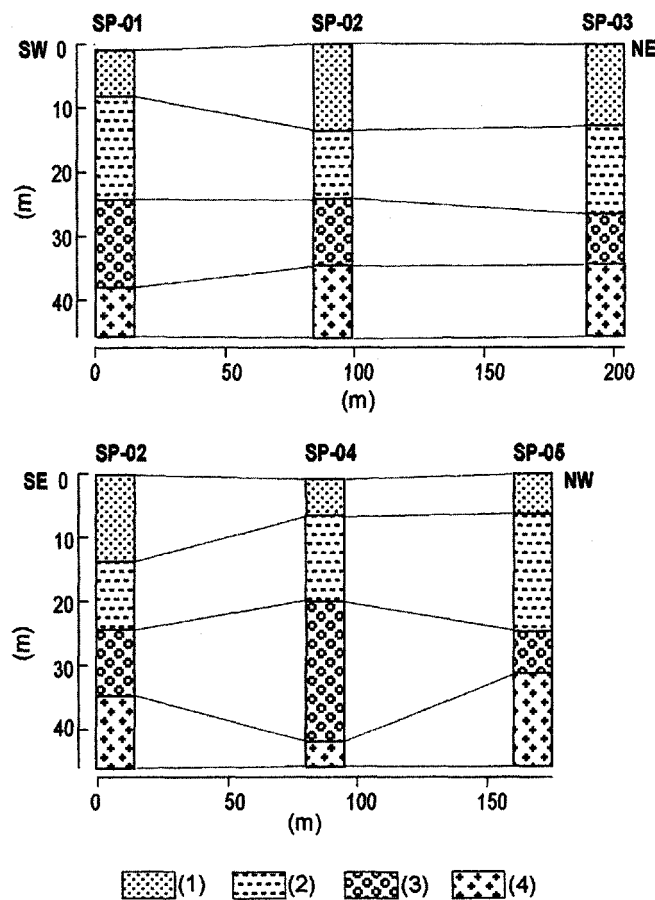


Figura 5 - Principais unidades sedimentares identificadas nas sondagens do balneário Figueira do Pontal: 1) areia marinha costeira do Holoceno; 2) lama paleoestuarina do Holoceno; 3) areia continental do Quaternário indiferenciado; 4) rochas alteradas do embasamento

do do Paraná.

Com base no mapeamento da planície costeira de Itapoá (Souza 1999), nos dados das sondagens geotécnicas e nas reconstruções espaço-temporais de paleoníveis podem-se identificar os seguintes estágios evolutivos na região costeira de Itapoá:

ESTÁGIO 1: FORMAÇÃO DOS LEQUES ALUVIAIS NO MIOCENO INFERIOR (?) Quando o nível do mar esteve próximo ou abaixo do atual, houve a formação de leques aluviais nos contraíbrtes da Serra do Mar e morros associados, representados pelos depósitos da Formação Mina Velha, provavelmente do Mioceno Inferior (Souza 1999) (Fig. 2). As fácies sedimentares que ocorrem na área sugerem ambientes das partes proximais ou médias do leque. As partes distais dos leques deveriam encontrar-se mais a leste, pois sua fonte são as serras localizadas a oeste. A superfície dos depósitos inclina-se para leste e sua projeção mergulha por baixo dos sedimentos paleoestuarinos do Holoceno Superior. Ademais, as bordas erosivas dos afloramentos atuais da Formação Mina Velha estão em contato com os sedimentos paleoestuarinos do Holoceno Superior, sugerindo que foram retrabalhadas durante este período. Deste modo, o nível do mar durante a formação dos leques aluviais deve ter sido inferior ao máximo da transgressão do Holoceno Superior e provavelmente inferior ao nível atual.

Este estágio poderia ser associado aos estágios I de Suguio & Martin (1987) e 2 de Horn Filho (1997); porém estes autores incluem as formações Barreiras, Pariquera-Açu, Alexandra, Iquererim, Canhanduva, Cachoeira e Graxaim e as consideram do Plioceno. Segundo Lima & Angulo (1990), Melo (1990) e Angulo (1995), estas

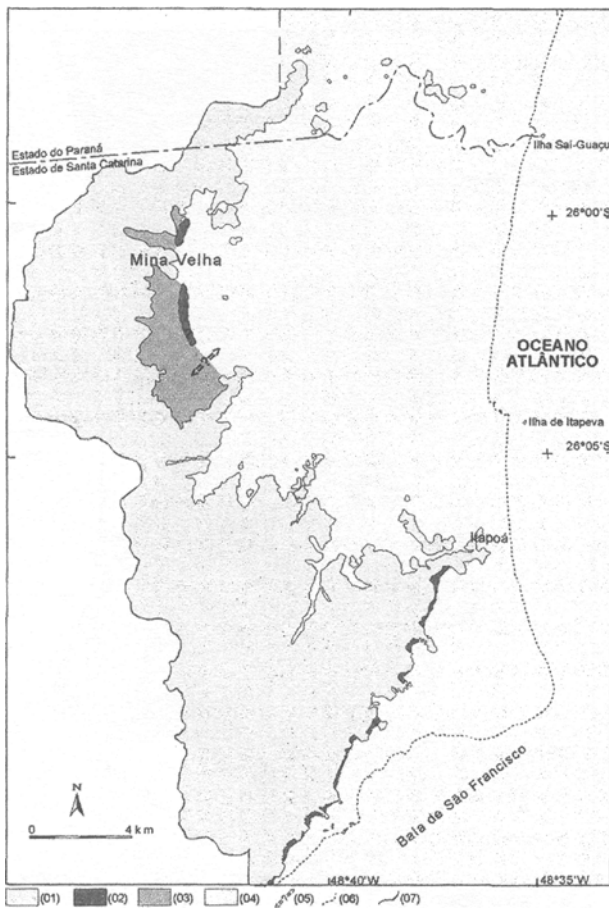


Figura 6 - Provável configuração paleogeográfica da planície costeira de Itapoá durante o máximo da transgressão pleistocênica: (01) rochas do embasamento e depósitos continentais indiferenciados; (02) provável barreira transgressiva; (03) provável laguna; (04) mar; (05) provável localização de desembocadura; (06) linha de costa atual; (07) limite interestadual

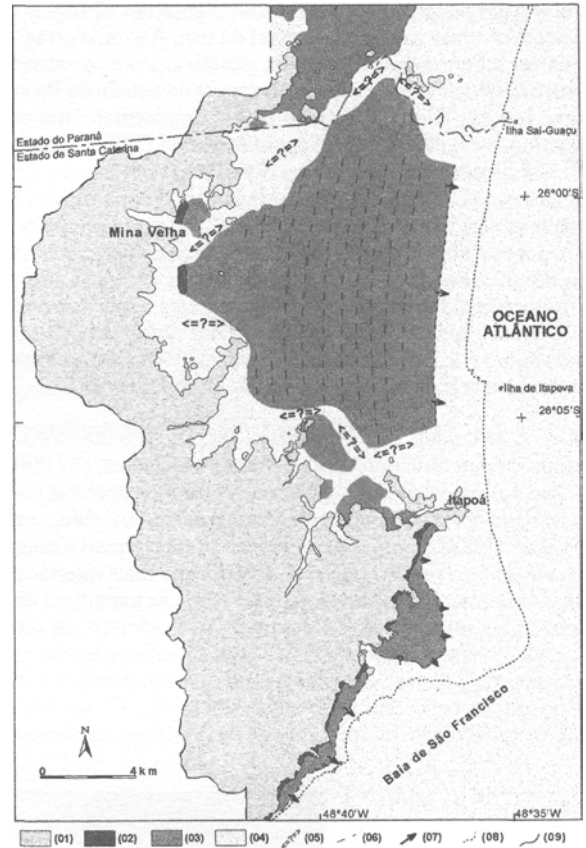


Figura 7 - Configuração paleogeográfica da planície costeira de Itapoá durante o período regressivo após o máximo da transgressão pleistocênica.: (1) rochas do embasamento e depósitos continentais indiferenciados; (2) provável barreira transgressiva; (3) barreira regressiva; (4) mar, laguna e/ou estuário; (5) provável localização de desembocadura; (6) isócronas; (7) sentido de progradação da barreira regressiva; (8) linha de costa atual; (9) limite interestadual.

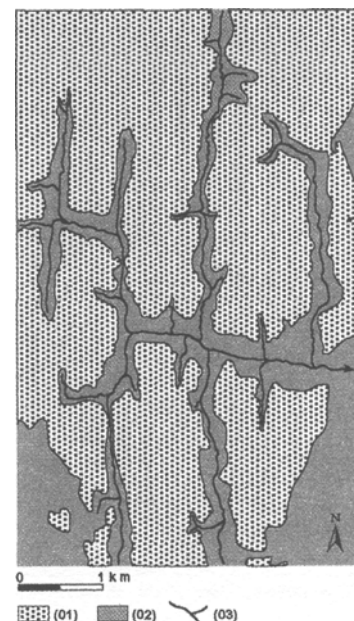


Figura 8 - Padrão retangular da rede de drenagem que dissecou os terraços do Pleistoceno superior durante o período com nível do mar mais baixo que o atual (após 120.000 e antes de 7.000 anos A. P.). (1) terraços pleistocênicos; (2) planície paleoestuarina holocênica; (3) cursos fluviais.

formações abrangem idades desde o Mioceno Inferior até o Pleistoceno um período que envolve várias gerações de leques e provavelmente diversas variações do nível do mar. Assim, o estágio correspondente a Formação Mina Velha, tentativamente correlacionada por Souza (1999) com a Formação Alexandra do Estado do Paraná, do Mioceno Inferior (Lima & Angulo 1990), representaria um estágio mais restrito que o definido por Suguio & Martin (1987) e Horn Filho (1997). Cabe mencionar que embora Horn Filho (1997) tenha apresentado uma extensa ocorrência de leques aluviais do Plioceno no Município de Itapoá, durante o estágio evolutivo 2, no mapa geológico apresentado por este autor a área de ocorrência destes leques está ocupada por outras unidades. Isto poderia sugerir que os leques se encontram em subsuperfície. Porém, o autor não apresenta quais as evidências que o levaram a indicar a existência e a idade destes depósitos. Também não foram encontradas na área estudada evidências da transgressão do Mioceno (Estágio 1) proposta por Horn Filho (1997).

ESTÁGIO 2: MÁXIMO DA TRANSGRESSÃO DE 120.000 ANOS A.P.
O período de mar alto, ocorrido há aproximadamente 120.000 anos A.P., estaria representado na região por extensos terraços marinhos. A altura máxima alcançada por esta transgressão teria sido, segundo Martin *et al.* (1988) de $+ 8 \pm 2$ m. O máximo transgressivo estaria representado na área pelos terraços do Pleistoceno mais interiorizados. Durante o máximo, na região de Itapoá, podem-se identificar duas situações: (i) ao sul, na área da Baía de São Francisco, os terraços pleistocênicos estão em contato com o sopé da serra, sugerindo que a barreira durante a transgressão foi anexada ao continente (*main land beach barrier* no conceito de Roy *et al* 1994) (Fig. 6); e (ii) na parte norte, próximo à região de Mina Velha, os depósitos paleoestuarinos

existentes entre a parte mais interna dos terraços pleistocênicos e os depósitos continentais sugerem a existência de ilhas-barreira (Fig. 6). A morfologia dos depósitos paleoestuarinos sugerem tratar-se de sedimentos correspondentes ao máximo da transgressão do Holoceno. Assim, para confirmar a hipótese da existência de ilhas-barreira durante o máximo da transgressão do Pleistoceno superior seria necessário identificar a existência de sedimentos paleoestuarinos desta idade por baixo dos sedimentos holocênicos.

Esta evolução difere da proposta por Suguio & Martin (1987) e Horn Filho (1997), pois estes autores propuseram que, durante o máximo transgressivo, o mar teria formado falésias sobre os depósitos continentais, não existindo ilhas-barreira nem estuários e lagunas associadas. Cabe mencionar que na região de Itapoá, não foram encontradas evidências de paleo-falésias que pudessem ser atribuídas a este evento. Também não foram encontradas evidências correlacionáveis às transgressões/regressões do Pleistoceno inferior (estágio II) e médio (estágio III) de Suguio & Martin (1987). Segundo estes autores o estágio II foi reconhecido apenas no Rio Grande do Sul. Já o estágio III foi reconhecido em diversos locais da costa brasileira: no Rio Grande do Sul estaria representado pela Barreira III e em outros locais da costa por falésias ou terraços com alturas superiores a 13 m. A evidência deste estágio mais próxima à área de estudo, corresponderia segundo Martin *et al.* (1988) ao terraço do morro do Sambaqui, no sul do Estado do Paraná, descrito por Bigarella & Freire (1960). Porém, Angulo (1992) considerou esta evidência relacionada a transgressão do Pleistoceno Superior.

ESTÁGIO 3: REGRESSÃO APÓS O MÁXIMO DE 120.000 ANOS A.P. (PLEISTOCENO SUPERIOR) Após o máximo de 120.000 anos

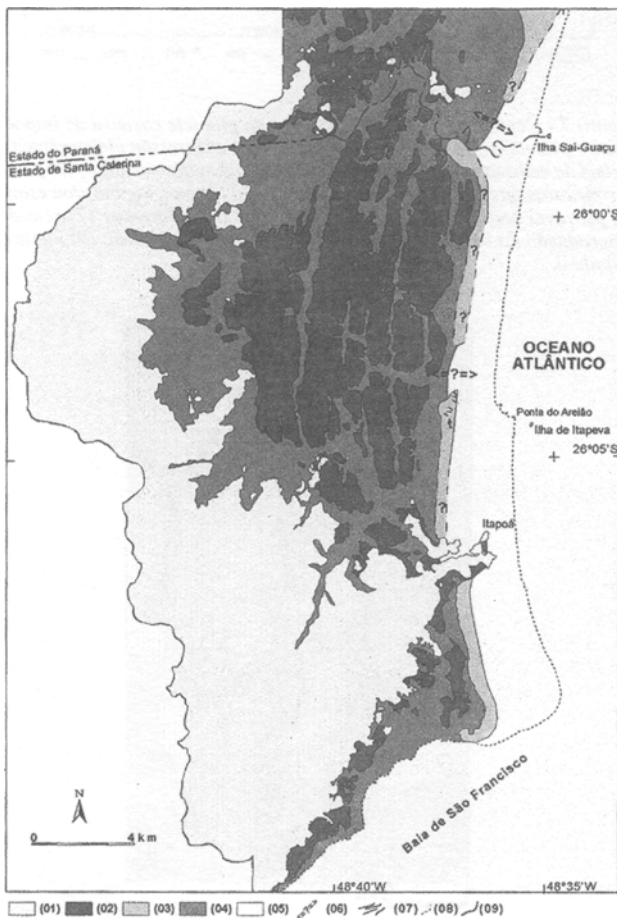


Figura 9 - Configuração paleogeográfica da planície costeira de Itapoá durante o máximo da transgressão holocênica: (1) rochas do embasamento e depósitos continentais indiferenciados; (2) terraços pleistocênicos; (3) barreira transgressiva e esporões holocênicos; (4) estuários e lagunas; (5) mar; (6) provável localização de desembocadura; (7) lineamentos de cordões litorâneos; (8) linha de costa atual; (9) limite interestadual.

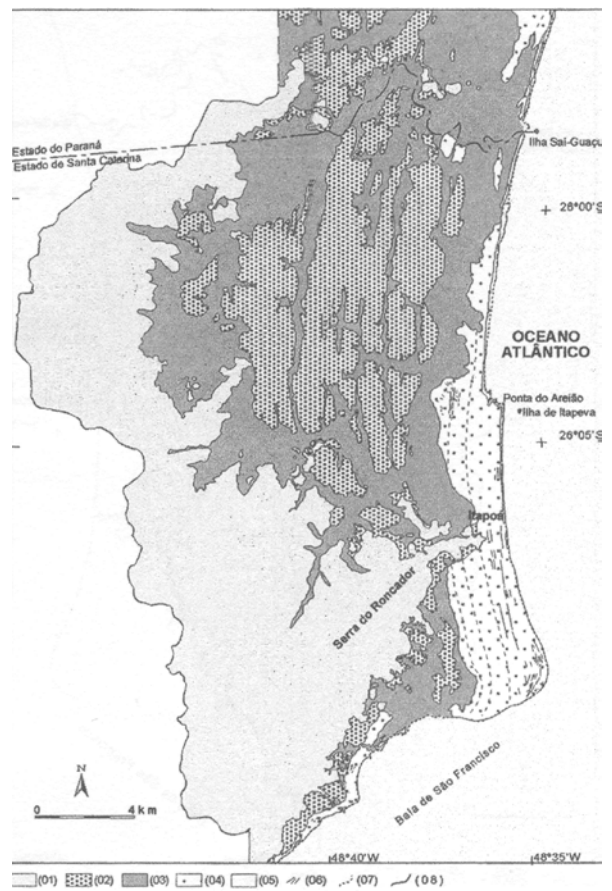


Figura 10 - Configuração atual da planície costeira de Itapoá após o máximo da transgressão holocênica: (1) rochas do embasamento e depósitos continentais indiferenciados; (2) terraços pleistocênicos; (3) paleoestúrio; (4) terraços holocênicos; (5) mar; (6) lineamentos de cordões litorâneos; (7) linha de costa atual; (8) limite interestadual.

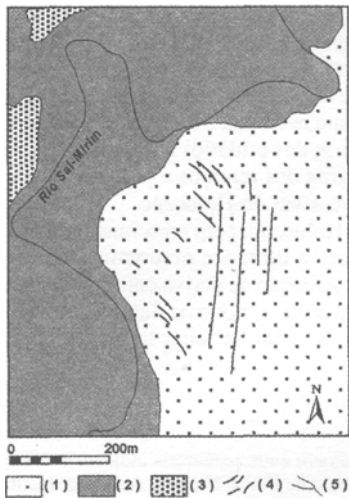


Figura 11 - Cordões litorâneos recurvados evidenciando migração lateral para norte de esporões arenosos: (1) terraços marinhos holocênicos; (2) planícies fluviais e paleoestuarinas; (3) terraços marinhos pleistocênicos; (4) Uneamentos de cordões litorâneos; (5) rio.

A.R, com a queda progressiva do nível do mar, formaram-se extensas planícies de barreiras regressivas. Ao norte de Itapoá os terraços preencheram a ampla baía que existia na área no período anterior (Fig. 7). As distribuição dos sedimentos paleoestuarinos entre os terraços marinhos e os depósitos continentais ou rochas do embasamento sugere a existência, durante este período, de duas desembocaduras, relacionadas aos rios Sai-Guaçu e Sai-Mirim (Fig. 7). A barreira regressiva, provavelmente, estendia-se muito mais a leste da atual área de afloramento.

Durante o período de mar baixo entre a penúltima e última transgressão, os terraços foram dissecados por um sistema de drenagem fluvial. Os contornos erosivos dos terraços sugerem que a rede de drenagem possuía padrão retangular com os trechos mais longos acompanhando a orientação dos cordões litorâneos e os mais curtos cortando-os transversalmente (Fig. 8).

ESTÁGIO 4: TRANSGRESSÃO DO HOLOCENO O Holoceno Superior está representado na área por extensos terraços marinhos e planícies paleolagunares. Segundo Angulo & Souza (1999), durante a transgressão do Holoceno o mar teria atingido nível semelhante ao atual por volta de 7.000 anos A.R. Na região de Itapoá a datação de fragmentos de madeira contidos em sedimentos paleoestuarinos indica que há 6.480 ± 90 anos A.P o mar já tinha atingido nível superior a - 0,40 m em relação ao atual. A datação de conchas de *Anomalocardia brasiliiana* indica que há 5.510 ± 70 o mar já tinha alcançado um nível superior a 2,00 m acima do atual. O máximo da transgressão teria ocorrido entre 5.000 e 5.400 anos A.P. (Angulo & Souza 1999). Segundo Angulo & Lessa (1997) o máximo teria alcançado entre 3,5 e 4,0 m no Estado do Paraná e segundo Angulo *et al* (1999) $2,1 \pm 1,0$ na região de Laguna - Imbituba, Estado de Santa Catarina ($28^{\circ} 34' S$ de latitude). Na região de Itapoá a datação de uma amostra de tubos de vermetídeos na Ponta do Areião, interpretada como indicadora de um paleonível de $2,5 \pm 1,0$ m acima do nível atual, forneceu uma idade de 4.200 ± 70 anos A.R, ou seja em torno de mil anos após o máximo, podendo se inferir que o máximo da transgressão tenha sido superior a $2,5 \pm 1,0$ m.

A existência de sedimentos paleolagunares entre os terraços do Pleistoceno e do Holoceno e sob os sedimentos arenosos de origem praial do Holoceno, sugere que durante o máximo da transgressão existiam ilhas-barreira e esporões ao norte e ao sul de Itapoá. Ao norte de Itapoá existiam pelo menos duas desembocaduras (Fig. 9), como pode ser inferido pela morfologia e extensão dos terraços e sedimentos paleolagunares. Durante o máximo da transgressão os estuários e lagunas teriam alcançado sua maior extensão, alcançando os contrafortes orientais da serra, afogando os vales fluviais, inclusive aqueles correspondentes à rede de drenagem que dissecou os terraços

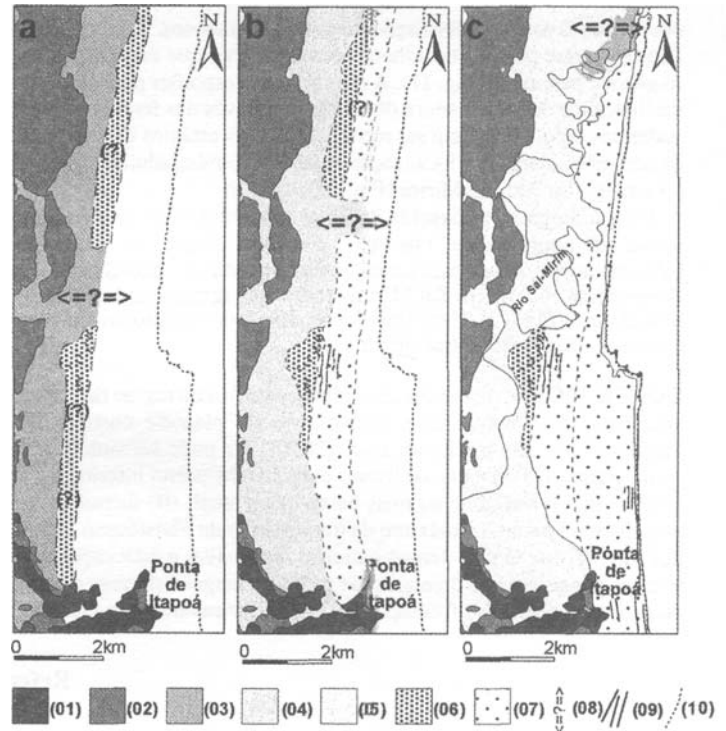


Figura 12 - Estágios da migração do esporão holocênico, ao norte de Itapoá: a) durante o máximo da transgressão; b) durante a regressão; c) atual: (1) rochas do embasamento e depósitos continentais indiferenciados; (2) terraços marinhos pleistocênicos; (3) estuários; (4) planícies paleoestuarinas e estuários; (5) planícies paleoestuarinas e fluviais e estuários; (6) esporões e ilhas-barreira transgressivas; (7) esporões e barreiras regressivas; (8) provável localização de desembocaduras; (9) Uneamentos de cordões litorâneos; (10) linha de costa atual.

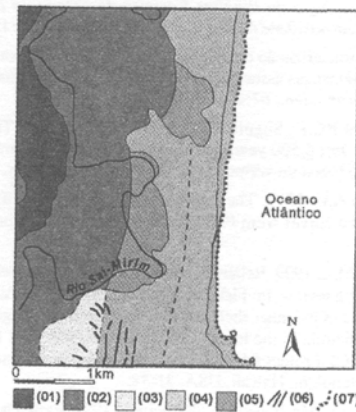


Figura 13 - Terraço holocênico parcialmente erodido pelo rio Sai-Mirim na região de Itapema do Norte. (1) terraços marinhos pleistocênicos; (2) planícies paleoestuarinas e fluviais e estuários; (3) esporões e ilhas-barreira transgressivas; (4) esporões e barreiras regressivas; (5) área do terraço holocênico erodido pelo rio Sai-Mirim; (6) Uneamentos de cordões litorâneos; (7) linha de costa atual.

pleistocênicos (Fig. 8).

No modelo de Horn Filho (1997) durante o máximo da transgressão não existiriam na região ilhas-barreira, apenas uma falésia na borda externa do terraço pleistocênico. Esta reconstrução é pouco provável devido a existência de planícies paleolagunares a retaguarda do terraço holocênico.

ESTÁGIO 5: REGRESSÃO DO HOLOCENO SUPERIOR Após o máximo, a queda do nível relativo do mar propiciou a formação de cordões litorâneos regressivos, principalmente ao sul da Ponta do Areião (Fig. 10). Durante o máximo da transgressão, o extremo oriental da Serra do Roncador (próximo a Itapoá) constituía um portal ro-

choso, que favorecia a formação de esporões arenosos. A morfologia recurvada dos cordões litorâneos permite inferir que estes esporões migravam para norte (Fig. 11). A migração dos esporões para norte foi deslocando a desembocadura do estuário. Através das feições preservadas dos esporões podem ser reconhecidos três estágios de migração da desembocadura até a localização atual da desembocadura do pequeno estuário do Rio Sai-Mirim (Fig. 12).

Com a progressiva descida do nível relativo do mar os estuários foram diminuindo de tamanho e deram lugar as planícies paleoestuarinas, hoje drenadas pelos rios Sai-Mirim e Sai-Guaçu. O meandramento do rio Sai Mirim erodiu a retaguarda dos terraços holocênicos (Fig. 13). Em vários locais este processo provavelmente erodiu as ilhas barreira-transgressivas.

CONCLUSÕES A evolução paleogeográfica da região de Itapoá apresenta semelhanças com a evolução da planície costeira de Paranaguá descrita por Lessa *et al.* (2000). Ela pode ser sintetizada como segue: (I) Formação de leques durante o Mioceno Inferior, com nível de mar semelhante ou mais baixo que o atual; (II) formação de ilhas-barreira durante o máximo da transgressão do Pleistoceno Superior; (III) formação de extensas barreiras regressivas e dissecação dos terraços por sistema de drenagem de padrão retangular durante o período de mar baixo; (IV) formação de ilhas-barreira durante o máximo

da transgressão do Holoceno com desembocaduras associadas as atuais desembocaduras dos rios Sai-Mirim e Sai-Guaçu; (V) formação de extensas barreiras regressivas durante a descida progressiva do nível do mar. Durante a regressão formaram-se em alguns locais esporões que migravam para norte sob o efeito da deriva litorânea e deslocavam as desembocaduras dos estuários na mesma direção. O Rio Sai-Mirim erodiu a retaguarda dos terraços e provavelmente a maior parte das barreiras transgressivas do Holoceno.

Esporões do Holoceno, com crescimento para norte, evidenciam a existência de deriva litorânea predominante com direção sul-norte nessa época. Esta direção de deriva coincide com a sugerida por Lessa *et al.* (2000) para o litoral norte de Santa Catarina e Paraná, a partir da extensão e disposição das barreiras holocênicas em relação aos estuários.

Notas

- ¹ A sigla e o número entre parêntesis indicam a referência de laboratório
- ² Bah: Laboratório de Física Nuclear Aplicada, Instituto de Geociências e Instituto de Física da Universidade Federal da Bahia, Salvador, BA, Brasil
- ³ GX: Geochron Laboratories Division, Krueger Enterprises, Inc. Cambridge, Massachusetts, USA
- ⁴ GSC: Radiocarbon Dating Laboratory, Geological Survey of Canada, Ottawa, Ontario, Canada

Referências

Agradecimentos Ao Dr. Guilherme Camargo Lessa do Laboratório de Estudos Costeiros, CPGG - UFBA, pela revisão e discussão do texto e a dois revisores anônimos da RBG pelas sugestões ao original.

- Angulo R.J. 1989. Fossil Vermetidae between latitudes 25°34'S and 27°09'S, State of Paraná and Santa Catarina - Brasil. In: International Symposium on Global Changes in South America During the Quaternary, São Paulo, *Special Publication* (1):263-268.
- Angulo R.J. 1992. *Geologia da Planície Costeira do Estado do Paraná*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 334 p.
- Angulo R.J. 1995. Caracterização e reavaliação da Formação Alexandra (Terciário) e de sedimentos continentais associados a vertentes no litoral do Estado do Paraná, Brasil. *Anais Acad. Brás. Ciên.*, 67:443-463.
- Angulo R.J., Giannini P.C.F., Suguio K., Pessenda L.C.R. 1999. The relative sea-level changes in the last 5,500 years southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ¹⁴C ages. *Marine Geology*, 159:327-339.
- Angulo R.J. & Lessa A.G. 1997. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*, 140:141-166.
- Angulo R.J. & Souza M.C. 1999. Relative variation curves in sea-level during the last 7000 years in Brazil: a review. In: Fletcher, C.H. and Matthews, J.V. (editors), 1999. The non-steady state of the inner shelf and shoreline: coastal change on the time scale of decades to millennia in the late Quaternary. Abstracts with Programs, Inaugural Meeting of IGCP Project #437 "Coastal environmental change during sea level highstands", Honolulu, Hawaii, USA, 31-34.
- Basei M.S. A., Siga Jr. O., Machiavelli A., Mancini F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Rev. Brasileira de Geociências*, 22(2):216-221
- Bigarella J. J. 1946. Contribuição ao estudo da planície litorânea do Estado do Paraná. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, (1):75-111.
- Bigarella J.J. 1954. Os sambaquis na evolução da paisagem litorânea sul-brasileira. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, (9-10): 199-221.
- Bigarella J.J. & Freire S.S. 1960. Nota sobre a ocorrência do cascalheiro marinho no litoral do Paraná. *Boletim da Universidade do Paraná, Geologia* (3): 1-22.
- DHN - Diretoria de Hidrografia e Navegação. 1997. Tábuas das marés, Porto de São Francisco do Sul para 1998. 35ª edição. Rio de Janeiro. Marinha do Brasil, p. 141-143.
- Dillemburg S.R., Roy P.S., Cowell P.J., Tomazelli L.J. 2000. Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by the shoreface translation-barrier model (STM). *Journal Coastal Research*, 16:71-81.
- Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., Martini L. 1981. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, 11:227-237.
- Horn Filho N.O. 1997. *O Quaternário costeiro da Ilha de São Francisco do Sul e arredores, Nordeste do Estado de Santa Catarina - aspectos geológicos, evolutivos e ambientais*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 312 p.
- Laborei J. 1986. Vermetid gastropods as sea-level indicators. In: Van de Plassche O. (ed.)

Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data. Norwich. Geo Books, p. 281-310.

- Lessa G., Angulo R.J., Giannini P.C.F., Araújo A.D. 2000. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. *Marine Geology*, 165:87-108.
- Lima M.R. & Angulo R.J. 1990. Descoberta de microflora em um nível linítico da Formação Alexandra, Terciário do Estado do Paraná, Brasil. *Anais Acad. Brás. Ciên.*, 62:357-371.
- Martin L., Suguio K., Flexor J. M., Azevedo A.E.G. 1988. Mapa geológico do Quaternário costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Série Geol. DNPM*. Brasília, n.28. 40p. 2 mapas.
- Melo M.S. 1990. *A Formação Pariquera-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese*. Curso de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 211 p.
- Roy P.S., Cowell P.J., Ferland M.A., Thorn B.G. 1994. Wave-dominated coasts. In: CARTER, R. W. G. & WOODROFFE, C. D., (ed.). Coastal evolution Late Quaternary shoreline morphodynamics. Cambridge, Cambridge University Press, 121-186
- Souza M.C. 1999. *Mapeamento da planície costeira e morfologia e dinâmica das praias do Município de Itapoá, Estado de Santa Catarina: subsídios à ocupação*. Curso de Pós-Graduação em Geologia Ambiental, Departamento de Geologia, UFPR, Curitiba, Dissertação de Mestrado, 196 p.
- Suguio K. & Martin L. 1976a. Brazilian coastline quaternary formations the States of São Paulo and Bahia littoral zone evolutive schemes. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48(suplemento):325-334.
- Suguio K. & Martin L. 1976b. Mecanismos de gênese das planícies sedimentares quaternárias do litoral do Estado de São Paulo. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 29. Ouro Preto. *Anais*, 1:295-305.
- Suguio K. & Martin L. 1978. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense. In: USP/SBG, International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary. São Paulo, *Special publication*, 1:1-55
- Suguio K. & Martin L. 1987. Classificação de costas e evolução geológica das planícies litorâneas quaternárias do sudeste e sul do Brasil. In: Academia de Ciências do Estado de São Paulo/Simpósio sobre ecossistemas da costa sul e sudeste brasileira, 1, *Anais*, 2:1-2&.
- Suguio K., Martin L., Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Flexor J.M., Azevedo A.E.G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, 15:273-286.
- Villwock J.A., Dehnhardt E.A., Loss E.L., Soliani Jr. E., Tomazelli L.J., Godolphim M.F., Koppe J.C., Horn P.N.O., Bachi F.A., Dehnhardt B.A. 1984. *Atlas geológico da província costeira do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO) Divisão de Geologia Costeira. 9 pranchas.
- Villwock J.A., Tomazelli L.J., Loss E.L., Dehnhardt E.A., Horn P.N.O., Bachi F.A., Dehnhardt B. A. 1986. Geology of Rio Grande coastal province. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 4:79-97.

Manuscrito A-1197

Recebido em 05 de dezembro de 2000

Revisão dos autores em 14 de março de 2001

Revisão aceita em 20 de março de 2001