

## EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA DA PLANÍCIE COSTEIRA DE JACAREPAGUÁ (RJ)

Márcia do Carmo de Azevedo Costa Maia

CNPq - Observatório Nacional; Departamento de Geofísica - Rua General Bruce, 586 - (20921)  
Rio de Janeiro, RJLouis MartinORSTOM - CNPq - Observatório Nacional; Departamento de Geofísica - Rua General Bruce, 586  
(20921) - Rio de Janeiro, RJ

Jean-Marie Flexor

CNPq - Observatório Nacional; Departamento de Geofísica - Rua General Bruce, 586 - (20921)  
Rio de Janeiro, RJ

Antonio Expedito Gomes de Azevedo

Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geofísica e Instituto de Física da Universidade Federal da  
Bahia - Rua Caetano de Moura, 123 - (40000) - Salvador, BA

## ABSTRACT

During the Quaternary, the sea level suffered several oscillations, resulting from the combination of global (glacio-eustatic) and local (isostasy, tectonism) factors.

There happened three great transgressions during the Quaternary, but just the last two are well known. The latest Transgression, the best known, started at 17.000 years BP and continued during the Holocene.

In Jacarepaguá Plain there is evidence of deposits left by the latest Transgression only. We can describe four evolutive stages in the Holocene. Stage I 7.000 - 5.000 years BP; the drowned plain became partially isolated from the sea by a barrier island, wich moved toward the land until the transgression's maximum; stage II a regression allowed the barrier island's progradation, building the first progradation zone; stage III 3.800 - 3.500 years BP; a new transgressive event partially eroded the first progradation zone; a new barrier island was established, isolating a new lagoon from the sea; stage IV the sea level lowed down until the present level; during the regression, the second barrier island prograded, forming the second progradation zone.

## 1. INTRODUÇÃO

## 1.1. ÁREA ESTUDADA

A Planície Costeira de Jacarepaguá localiza-se no litoral sul do Estado do Rio de Janeiro, limitada pelos paralelos 22°55'00''S e 23°05'00''S e pelos meridianos 43°18'30''W e 43°32'30''W, possuindo uma extensão de 400km<sup>2</sup>.

Na área emersa, podemos evidenciar quatro províncias geomorfológicas distintas (Roncarati e Neves, 1976). A primeira constitui-se em uma região montanhosa, formada por rochas do embasamento cristalino, que circunda a planície a leste, norte e oeste, atingindo cotas de até 1.025m. Segue-se uma região de transição entre as montanhas e a planície denominada clinoplano periférico, formada a partir da coalescência de leques aluviais. Inclina-se suavemente para o centro da Baixada de Jacarepaguá, com altitudes variando de 14 a 3m. A planície, formada por depósitos sedimentares marinhos e lagunares, divide-se em duas partes. A primeira, mais extensa, é limitada pelo clinoplano periférico e pela restinga interna.

Nela se localizam as lagoas de Jacarepaguá, Camorim e Tijuca. A segunda planície estende-se entre as duas restingas e nela se situa a lagoa de Marapendi. As duas restingas são barreiras alongadas de cons-

ORSTOM Fonds Documentaire

N° 541.911 ed 1

Cote : B

tuição arenosa. A mais interna é mais larga e apresenta cotas máximas de 11m. A restinga externa atinge cotas de até 6m. As bases das duas barreiras assentam-se aproximadamente entre 3 e 4m acima do nível do mar (Roncarati e Neves, 1986).

Para a área submersa, fronteira à Planície de Jacarepaguã, existe uma carta batimétrica composta por Roncarati e Neves, 1976, a partir de dados obtidos pela DHN e UFRJ e PETROBRÁS (Projeto Jacarepaguã). Observa-se que a declividade da área fronteira é razoavelmente acentuada, com as profundidades aumentando rapidamente junto à praia.

## 1.2 AS OSCILAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR

No final da década de 70 e início da de 80 foram realizados diversos estudos sobre o Quaternário costeiro brasileiro, ao longo do litoral baiano, paulista e sul-fluminense e nas planícies costeiras junto à foz de grandes rios (Bittencourt et al., 1979, Bittencourt et al., 1982, Dominguez et al., 1981, Dominguez et al., 1982, Dominguez, 1982, Flexor et al., 1979 a e b, Martin et al., 1979 a, b e c, Martin et al., 1980, Suguio e Martin, 1978, Suguio et al., 1982). Os trabalhos desenvolvidos evidenciaram, para a quase totalidade da área estudada, dois conjuntos de terraços marinhos arenosos, com características distintas, formados durante as regressões que se seguiram às duas últimas fases transgressivas.

O primeiro conjunto de terraços, cujo topo atinge cotas de 8 a 10m, pertence ao Pleistoceno, com idades próximas a 120.000 anos BP (Martin et al., 1982 a) e associa-se à Penúltima Transgressão, cujo máximo ocorreu em torno desta época. Os depósitos se formaram, provavelmente, na fase final do evento transgressivo e na regressão subsequente.

O segundo conjunto de terraços marinhos localiza-se, em geral, nas partes externas dos terraços mais antigos. Seu topo situa-se entre 4 e 5m acima do nível do mar no interior, decaindo até menos de 1m nas partes mais externas, o que é uma forte evidência de que sua formação ocorreu durante uma fase regressiva. Amostras datadas pelo método do carbono-14 permitiram situar os terraços no Holoceno, associados à Última Transgressão (Bittencourt et al., 1982).

Com base nos terraços marinhos holocênicos e em outros testemunhos associados à Última Transgressão, como arenitos de praia e incrustações de vermetídeos, algas calcárias e corais em promontórios rochosos, foi possível construir-se curvas das oscilações do nível relativo do mar nos últimos 7.000 anos, para diversos segmentos homogêneos do litoral brasileiro (Martin et al., 1979 a e b, Martin et al., 1980, Suguio e Martin, 1978).

As curvas utilizadas neste trabalho foram construídas para o litoral paulista e fluminense (Martin et al., 1976 b). A curva do trecho entre Cananãia e Iguape apresenta as seguintes características: (fig. 1)

- o primeiro máximo, com amplitude de 3,5 ( $\pm$  0,5)m, ocorreu em torno de 5.100 anos BP;
- o mínimo seguinte, provavelmente pouco inferior ao nível atual, ocorreu há cerca de 3.800 anos BP;
- o segundo máximo, de 3.500 anos BP, alcançou uma cota aproximada de 3,0 ( $\pm$  0,5)m;
- a seguir iniciou-se o abaixamento progressivo do nível do mar até o valor atual.

Para o segmento entre Santos e Bertiooga, construiu-se outra curva completa, que apresenta comportamento semelhante à de Cananãia-Iguape, mas cujas amplitudes são cerca de 1,0m mais elevadas. Para o restante do litoral, até a baía de Ilha Grande (RJ), não foi possível construir-se curvas completas pela escassez de dados. Entretanto, os segmentos esboçados concordam com as duas curvas da área, observando-se, apenas, uma pequena defasagem em amplitude.

O comportamento geral destas curvas é bem semelhante ao das curvas elaboradas para o litoral da Bahia (Martin et al., 1980). Diferem, apenas, pela presença de um segundo mínimo e um terceiro máximo nas curvas do litoral baiano. Sua ausência nas curvas aqui apresentadas pode ser devida à escassez de dados para o período correspondente (Martin et al., 1979 a e b).

### 1.3 INFLUÊNCIA DAS VARIAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR NOS PROCESSOS DE SEDIMENTAÇÃO COSTEIRA

As oscilações do nível marinho acarretam perturbações no perfil de equilíbrio da zona litoral. A tendência natural é o retorno ao estado de equilíbrio, através da migração desse perfil ao longo da plataforma.

Segundo Bruum (1962, apud Dominguez, 1982), uma elevação do nível do mar afetaria o estado de equilíbrio, que seria restaurado através de uma migração do perfil de equilíbrio em direção ao continente. Em consequência, o prisma de praia seria erodido e o material transportado e depositado na antepraia, provocando a elevação do seu assoalho da mesma magnitude da elevação sofrida pelo nível do mar. A profundidade da lâmina d'água permaneceria, pois, constante. Embora a teoria tenha sido desenvolvida apenas para o caso de elevações do nível do mar, é possível aplicá-la às regressões (Dominguez, 1982). A redução do nível marinho acarretaria a translação do perfil de equilíbrio em direção ao mar. O assoalho da antepraia seria, então, erodido e o material transportado e depositado no prisma de praia, provocando uma progradação. O processo continuaria até a profundidade anterior à regressão ser restabelecida.

O processo de progradação de uma linha de costa durante fases regressivas depende diretamente da declividade da plataforma fronteiriça à região. Observa-se que áreas fronteiriças a plataformas suaves apresentam, freqüentemente, amplas zonas de progradação, formadas por terraços marinhos arenosos, depositados durante as fases regressivas, ocorridas no Quaternário (Bittencourt et al., 1979, Bittencourt et al., 1982, Dominguez et al., 1982, Dominguez, 1982, Suguio e Martin, 1978, Suguio et al., 1982). A inclinação suave permite que o sedimento depositado na antepraia seja retrabalhado pelas ondas, colocado em suspensão e depositado nas cristas de praia. Se a plataforma for íngreme, as profundidades junto à costa serão relativamente grandes e o material não poderá ser colocado em suspensão tão facilmente. A quantidade de sedimentos depositada na crista de praia será, pois, pequena e a linha de costa não progradará muito.

## 2. FORMAÇÕES SEDIMENTARES DA PLANÍCIE COSTEIRA DE JACAREPAGUÁ

A descrição dos depósitos sedimentares da área da Planície de Jacarepaguá, baseia-se em Roncarati e Neves, 1976. Devido ao enfoque deste trabalho, serão enfatizados apenas os depósitos de origem marinha e lagunar. Os de origem continental serão tratados superficialmente. Uma descrição mais detalhada pode ser encontrada no relatório dos autores citados.

### 2.1 SEDIMENTOS CONTINENTAIS

Localizam-se em toda a periferia da Planície de Jacarepaguá sendo, em sua maioria, remanescentes erosivos de leques aluviais coalescentes (Roncarati e Neves, 1976).

Os sedimentos mais antigos têm idade Pliocênica (Roncarati e Neves, 1976). Entretanto, sob os depósitos de leques aluviais, foram obtidas amostras de sedimentos lagunares, cujas idades se situaram em uma faixa entre  $5.740 \pm 150$  e  $5.200 \pm 150$  anos BP, pertencentes à primeira fase lagunar holocênica. A deposição dos sedimentos continentais deve ter ocorrido, portanto, durante toda a história geológica da região.

## 2.2 AREIAS LAGUNARES

Esta classificação engloba os sedimentos arenosos, depositados nas lagunas formadas na região durante os máximos transgressivos ocorridos nos últimos 7.000 anos. Parte dos depósitos não aflora, estando recoberta por camadas de turfa.

Na periferia, assinalando os limites da antiga zona lagunar, existem corpos alongados e estreitos, denominados cordões de laguna. Estes depósitos assinalam a localização de antigas praias lagunares, formadas durante o período de máximo transgressivo (Roncarati e Neves, 1976).

Os cordões lagunares não apresentam carapaças de organismos, provavelmente, devido à lixiviação por águas pluviais (Roncarati e Neves, 1976). Portanto, não dispomos de dados de idades para estas feições. Entretanto, é provável que tenham se formado durante o período de estabilização do nível do mar no máximo de 5.100 anos BP ou pouco depois. Uma amostra de conchas, obtida em areias lagunares sob os cordões, forneceu idades de  $5.065 \pm 120$  anos BP e  $4.845 \pm 150$  anos BP, o que parece confirmar esta suposição.

Nas areias lagunares existem feições com a forma de patamares triangulares, cujo vértice aponta para o interior da laguna. São denominadas cúspides lagunares, formadas a partir do retrabalhamento das areias da laguna por correntes circulares internas (Roncarati e Neves, 1976).

Os patamares apresentam cotas variando de 4,0 a 0,5m (Roncarati e Neves, 1976), o que parece indicar que sua formação se deu durante uma fase regressiva. Apenas nos patamares mais internos, com cotas inferiores a 1,0m, foram encontradas carapaças calcáreas, muitas ainda fechadas, indicando jazimento "in situ". A ausência de restos nos patamares mais elevados pode ser devida à lixiviação por águas pluviais. (Roncarati e Neves, 1976).

## 2.3 BARREIRAS ARENOSAS

Na parte sul da planície de Jacarepaguá estendem-se, paralelas ao litoral, as restingas de Jacarepaguá e da Praia dos Bandeirantes - Avenida Sernambetiba, respectivamente denominadas restingas interna e externa (Roncarati e Neves, 1976).

A restinga interna estende-se por 17.500m, com largura máxima de 950m a oeste, estreitando-se a leste, onde possui 150m.

A altura máxima é de 9,0m no oeste, 11,5m no centro e 8,5m no leste. A cota máxima situa-se em torno de 3,0m, abaixo da qual encontra-se encoberta por areias lagunares (Roncarati e Neves, 1976).

A restinga externa, estende-se por aproximadamente 18.000m, com largura de 300m no oeste a 20m a leste. As cotas máximas variam de 5,5m no oeste a 6,5m no centro e 4,5m no leste. A cota mínima é da ordem de 3,0m, abaixo da qual se acha encoberta por sedimentos lagunares de um lado e da praia atual do outro (Roncarati e Neves, 1976).

Na extremidade oeste da restinga externa, existe uma diferenciação morfológica, pela presença de um trecho com 2.000m de extensão, de cordões litorâneos paralelos. Estes cordões são compostos por material mais grosseiro que o restante da restinga. A diferenciação deveu-se provavelmente, à elevada energia hidrodinâmica da área e condições peculiares de topografia (Roncarati e Neves, 1976).

Não foram encontrados, nas restingas, restos orgânicos passíveis de datações e, portanto, não existem dados de idades radiocarbono.

## 2.4 LEQUES DE ARROMBAMENTO

Localizam-se a sudoeste, na área a norte do Morro do Rangel. Os depósitos estão parcialmente recobertos por turfas (Roncarati e Neves, 1976).

Sua origem deve-se, provavelmente, ao arrombamento da restinga interna pelo mar transgressivo, durante a elevação que culminou no segundo máximo, há 3.500 anos BP.

## 2.5 MANGUES

São depósitos com grande quantidade de matéria orgânica, restos animais e vegetais. Ocupam faixas estreitas e alongadas à margem das lagoas atuais, em áreas onde a salinidade é mais elevada.

## 2.6 TURFAS

Recobrem grande extensão da planície de Jacarepaguá, em áreas de antigas lagoas. Constituem-se basicamente de restos vegetais. Originam-se a partir da colmatação das lagoas pela vegetação.

## 2.7 VASA ORGÂNICA DE FUNDO DE LAGUNA

Estes depósitos, localizados sob a lâmina d'água, não estão maduros. É possível que ocorram sob as camadas de turfas, nas áreas das paleolagoas (Roncarati e Neves, 1976). Formam-se a partir da decomposição da vegetação aquática existente nas lagoas.

## 3. EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA DA PLANÍCIE DE JACAREPAGUÁ

A reconstrução dos estágios evolutivos holocênicos da Planície de Jacarepaguá, baseou-se em:

a. estudos sobre o Quaternário costeiro, desenvolvido para os litorais baiano, paulista e fluminense por Bittencourt et al., 1979 e 1982, Dominguez et al., 1981 e 1982, Martin et al., 1979 a, b e c e 1980, Suguio e Martin, 1978 e Suguio et al., 1982.

b. datações radiométricas pelo método do carbono-14, realizadas em amostras coletadas na região.

### 3.1 ESTÁGIO I (FIGURA 2)

Por volta de 17.000 anos BP, o nível do mar, que se encontrava cerca de 120m abaixo do nível atual começou a subir, caracterizando-se a Última Transgressão, cujo máximo ocorreu em torno de 5.100 anos BP, atingindo cotas entre 4 e 5m.

Durante a fase final da transgressão, entre 7.000 e 6.000 anos BP, formou-se uma ilha barreira isolando do mar aberto uma ampla laguna. Uma amostra datada em  $5.970 \pm 230$  anos BP, obtida na laguna externa, permite supor que, por volta de 6.000 anos BP, a ilha barreira ocupasse uma posição mais externa que à época do máximo. Com a elevação contínua do nível do mar, a ilha barreira migrou em direção ao continente, estabilizando-se, no máximo de 5.100 anos BP, na posição hoje ocupada pela restinga interna.

As areias do fundo da laguna interna possuem grande quantidade de conchas, muitas ainda fechadas, o que indica jazimento "in situ". Várias amostras foram datadas e as idades estão listadas na tabela I. Os resultados situam-se em uma faixa entre  $5.740 \pm 150$  anos BP (sedimentos recobertos por leques aluviais) e  $4.090 \pm 110$  anos BP, o que parece confirmar que a primeira fase lagunar já estava estabelecida antes da época do máximo.

Durante as fases transgressivas são formados cordões de praia que são erodidos pela ação das águas ou recobertos por outros sedimentos, à medida que o nível do mar se eleva. Entretanto, os cordões formados durante os máximos ou nas regressões subsequentes, podem ser preservados, como ocorre no topo dos terraços marinhos regressivos.

Na Planície de Jacarepaguá afloram segmentos de cordões de praia formados em torno do máximo transgressivo e na regressão posterior, conforme indicam as idades obtidas em sedimentos lagunares sob os cordões,  $5.065 \pm 120$  anos BP e  $4.845 \pm 150$  anos BP.

### 3.2 ESTÁGIO II (FIGURA 3)

Após o máximo de 5.100 anos BP iniciou-se nova fase regressiva, durante a qual a ilha-barreira sofreu uma progradação formando a restinga interna.

As amostras das cúspides lagunares, formadas no período de máximo e na regressão posterior, forneceram idades oscilando entre  $4.890 \pm 100$  anos BP e  $4.130 \pm 110$  anos BP.

### 3.3 ESTÁGIO III (FIGURA 4)

Por volta de 3.800 anos BP, o nível do mar elevou-se novamente, atingindo o máximo em 3.500 anos BP.

Durante a transgressão a restinga interna foi parcialmente erodida. A oeste, onde existe uma região de alta energia hidrodinâmica, a restinga foi arrombada pelo mar, formando os depósitos de leques de arrombamento. A idade de  $3.780 \pm 200$  anos BP, obtida em uma amostra destes depósitos, vem confirmar esta suposição. Outra amostra, obtida sob os leques de arrombamento, forneceu a idade de  $4.450 \pm 180$  anos BP, pertencendo, portanto, à primeira fase lagunar.

Antes do máximo transgressivo, há aproximadamente 3.700 anos BP, já estava formada uma segunda ilha-barreira, isolando do mar uma nova laguna, consideravelmente menor que a anterior. As idades, obtidas em amostras de vasa orgânica da laguna externa, oscilam entre  $3.670 \pm 90$  anos BP e  $3.130 \pm 130$  anos BP.

### 3.4 ESTÁGIO IV (FIGURA 5)

Após o máximo, o nível marinho começou a baixar lentamente até atingir o zero atual. A segunda ilha-barreira, como a primeira, sofreu progradação, porém em escala consideravelmente menor. A restinga resultante, chamada de restinga externa, é estreita e apenas na extremidade oeste são perceptíveis vestígios de cordões litorâneos.

### 3.5 OBSERVAÇÕES

Durante toda a história geológica da Planície de Jacarepaguá depositaram-se, na periferia, sedimentos continentais sob a forma de leques aluviais e tálus.

O assoreamento das lagunas efetuou-se, principalmente, devido ao abaixamento do nível do mar durante as fases regressivas. O nível das águas lagunares, acompanhando o nível marinho, conforme evidenciam os sucessivos patamares das cúspides lagunares, abaixava, transformando as lagunas em áreas pantanosas, onde se desenvolviam vastas turfeiras, que hoje recobrem grandes extensões da planície.

## 4. CONCLUSÕES

A Planície de Jacarepaguá forma um sistema praticamente isolado, encravado entre duas projeções do embasamento cristalino. O aporte sedimentar proveniente de outras áreas é pouco significativo, uma vez que as projeções rochosas formam barreiras ao trânsito litorâneo. As duas zonas de progradação foram, portanto, construídas, principalmente, com o material exposto na plataforma fronteira pela regressão e mobilizado pelas ondas.

Uma perfilagem elétrica, realizada na Planície de Jacarepaguá, revelou que o embasamento na área emersa é praticamente plano. Entre -

tanto, a área submersa fronteira à planície, apresenta um gradiente acentuado. Esta brusca quebra na declividade do embasamento pode fornecer explicação para as diferenças de extensão entre as duas zonas de progradação.

A primeira ilha-barreira instalou-se em posição interna, sobre uma área plana. A declividade da região submersa fronteira era muito suave, de modo que uma quantidade razoável de sedimentos foi retrabalhada durante a regressão e depositada nas cristas de praia, construindo a zona de progradação. No entanto, uma comparação com outras áreas do litoral mostra que a progradação não foi muito significativa, pois embora a ilha-barreira tenha se estabelecido na parte plana do embasamento, a região submersa com declividade suave não era muito extensa, cedendo rapidamente lugar aos gradientes acentuados da área submersa atual.

A segunda ilha-barreira instalou-se na extremidade da região plana, de modo que a área submersa fronteira apresentava gradiente acentuado. Como consequência, a quantidade de sedimento disponível para a construção da zona de progradação foi muito pequena e esta resultou consideravelmente menor.

Pelo exposto no decorrer deste trabalho, podemos concluir que, em geral, as oscilações do nível relativo do mar são importantes condicionantes na dinâmica de uma área costeira, desempenhando o papel de principal fornecedor de sedimentos para a construção das zonas de progradação durante as fases regressivas. A Planície de Jacarepaguá é um exemplo de como a pequena quantidade de sedimentos retrabalhados pelo mar regressivo, devido ao declive acentuado da área submersa, limitou o desenvolvimento das zonas de progradação holocênicas.

## 5. BIBLIOGRAFIA

- BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; VILAS BOAS, B.S. e FLEXOR, J.M. (1979) Quaternary marine formations of the coast of the state of Bahia (Brazil), in: K.SUGUIO et alii (eds), Proceedings of the "1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary", São Paulo (SP): 232 - 253.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L. e FERREIRA, Y. A. (1982). Dados preliminares sobre a evolução do delta do rio São Francisco (SE/AL) durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar. in: K.SUGUIO et alii (eds), Atas do IV Simpósio do Quaternário no Brasil, Rio de Janeiro (RJ): 49 - 68.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. e MARTIN, 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). Rev. Bras. Geoc., 11 (4): 227 - 237.
- DOMINGUEZ, J.M.L. (1982). Evolução quaternária da planície costeira associada à foz do rio Jequitinhonha (BA): influência das variações do nível do mar e da deriva litorânea de sedimentos. Dissertação de mestrado. Universidade Federal da Bahia, Salvador, 79 p.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L. e BITTENCOURT, A.C.S.P. (1982). Evolução paleogeográfica do delta do rio Jequitinhonha durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar. in: K.SUGUIO et alii (eds). Atas do IV Simpósio do Quaternário no Brasil, Rio de Janeiro (RJ): 69 - 92.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. e MARTIN, L. (no prelo). O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ), Rev. Bras. Geoc.
- FLEXOR, J.M. e MARTIN, L. (1979a). Sur l'utilisation des gres coquilliers de la region de Salvador (Bresil) dans la reconstruction

- des lignes de rivages holocenes; in: K. SUGUIO et alii (eds.), *Proceedings of the "1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary"*, São Paulo (SP): 343 - 355.
- FLEXOR, J.M.; MARTIN, L. e SUGUIO, K. (1979b). Utilisation du rapport isotopique  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  comme indicateur d'oscillations lagunares. in: K.SUGUIO et alii (eds.), *Proceedings of the "1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary"*, São Paulo (SP):356-375.
- MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; VILAS BOAS, G.S.; BITTENCOURT, A.C.S.P. e GUIMARÃES, M.M.M. (1979a). Courbe de variation du niveau relatif de la mer au cours des 7.000 dernières années sur un secteur homonène du littoral brésilien (nord de Salvador - Bahia). in:K. SUGUIO et alii (eds.), *Proceedings of the "1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary"*, São Paulo (SP): 264 - 274.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K. e FLEXOR, J.M. (1979b). Le Quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananéia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ) . in: K. SUGUIO et alii (eds.), *Proceedings of the "1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary"*, São Paulo (SP) : 296 - 331.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K. e FLEXOR, J.M. (1979c). Précautions sur l'utilisation des datations par le radiocarbone pour la reconstruction des anciens niveaux marins (Additif et correctif à: "Le Quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananéia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ)", in: K. SUGUIO et alii (eds.), *Proceedings of the "1978 International Symposium of Coastal Evolution in the Quaternary"*, São Paulo (SP) 332 - 342.
- MARTIN, L.: SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; BITTENCOURT, A.C.S.P. e VILAS BOAS, G.S. (1980) Le Quaternaire marin brésilien (littoral Paulista, sud-fluminense et bahianais). *Cah. O.R.S.T.O.M., sér.Géol.,vol.XI, nº 1* : 95 - 124.
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. e VILAS BOAS, G.S. (1982a) Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira - datação do máximo da Penúltima Transgressão. *Rev. Ciências da Terra, 3* :16-17.
- MARTIN, L.; MÖRNER, N.A.; FLEXOR, J.M. e SUGUIO, K. (1982b). Reconstrução de antigos níveis marinhos do Quaternário. Publicação especial da Comissão Técnico-Científica do Quaternário, SBG, São Paulo (SP), 154p.
- RONCARATI, H. e NEVES, L.E. (1976). Projeto Jacarepaguá. Estudo geológico preliminar dos sedimentos recentes superficiais da Baixada de Jacarepaguá, Município do Rio de Janeiro - RJ. PETROBRÁS.CENPES. DEXPRO. 89p.
- SUGUIO, K. e MARTIN, L. (1978). Quaternary marine formations of the State of São Paulo and Southern Rio de Janeiro. *Special Publ. 1, "1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary"*, São Paulo (SP), 55p.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L. e FLEXOR, J.M. (1980). Sea-level fluctuations during the past 6.000 years along the coast of the State of São Paulo, Brazil. in: N.A. MÖRNER (ed.), *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*, John Willey and Sons: 471 - 486.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L. e DOMINGUEZ, J.M.L. (1982). Evolução da Planície costeira do rio Doce (ES) durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar. in: K. SUGUIO et alii (eds.), *Atas do IV Simpósio do Quaternário no Brasil. Rio de Janeiro (RJ) : 93 - 116.*



TABELA I

## AMOSTRAS DATADAS PELO MÉTODO DO CARBONO-14

ESTAÇÃO	NATUREZA	DEPÓSITO SEDIMENTAR	IDADE (anos BP)	REF. LAB.
JA - 1	conchas	cúspides da laguna externa	5970 ± 230	Bah-1207
1705- 7	madeira	argilas fluviais	5883 ± 98	Bah- 397
1673- 9	conchas	areias lagunares recobertas por aluviões	5740 ± 150	Bah- 649
1673- 9	conchas	areias lagunares recobertas por aluviões	5715 ± 150	Bah- 645
1673- 9	conchas	areias lagunares recobertas por aluviões	5700 ± 160	Bah- 648
1673- 9	conchas	areias lagunares recobertas por aluviões	5615 ± 150	Bah- 390
1673- 9	conchas	areias lagunares recobertas por aluviões	5570 ± 160	Bah- 647
1699-13	conchas	areias do fundo da laguna interna	5350 ± 150	Bah- 698
JA - 4	conchas	areias do fundo da laguna interna	5280 ± 230	Bah-1210
1699-13	conchas	areias do fundo da laguna int.	5220 ± 150	Bah- 699
1699-12	conchas	areias do fundo da laguna interna	5220 ± 150	Bah- 394
1673- 9	conchas	areias lagunares recobertas por aluviões	5200 ± 150	Bah- 646
1527-18	conchas	cordões de laguna	5065 ± 120	Bah- 671
JA - 5	conchas	areias do fundo da laguna interna	4980 ± 210	Bah-1211
1699- 2	conchas	areias do fundo da laguna interna	4920 ± 100	Bah- 391
1677-21	conchas	cúspides da laguna interna	4890 ± 100	Bah- 692
1527-18	conchas	cordões de laguna	4845 ± 150	Bah- 633
1677-21	conchas	cúspides da laguna interna	4740 ± 150	Bah- 697
JA - 8	conchas	cúspides da laguna interna	4620 ± 140	Bah- 654
1699-14	conchas	areias do fundo da laguna interna	4620 ± 140	Bah- 654
1677-21	conchas	cúspides da laguna interna	4570 ± 150	Bah- 690
1677-22	conchas	cúspides da laguna interna	4460 ± 150	Bah- 698
JA - 3	conchas	areias do fundo da laguna interna	4450 ± 180	Bah-1209
1673-28	conchas	cúspides da laguna interna	4440 ± 150	Bah- 650
1719-28	conchas	areias do fundo da laguna interna	4320 ± 150	Bah- 673
1677-21	conchas	cúspides da laguna interna	4290 ± 120	Bah- 706
1719-28	conchas	areias do fundo da laguna interna	4270 ± 90	Bah- 444
1699-14	conchas	areias do fundo da laguna interna	4245 ± 140	Bah- 652
1699-14	conchas	areias do fundo da laguna interna	4130 ± 110	Bah- 653
1677-21	conchas	cúspides da laguna interna	4130 ± 110	Bah- 695
1699-14	conchas	areias do fundo da laguna interna	4110 ± 120	Bah- 441
1699-14	conchas	areias do fundo da laguna interna	4090 ± 110	Bah- 655
JA - 2	conchas	leques de arrombamento	3780 ± 200	Bah-1208
MY - 3	vasa orgânica	sedimentos da laguna externa	3670 ± 90	Bah- 642
-	vasa orgânica	sedimentos da laguna externa	3650 ± 130	Bah- 641
MY - 1	vasa orgânica	sedimentos da laguna externa	3130 ± 130	Bah- 640

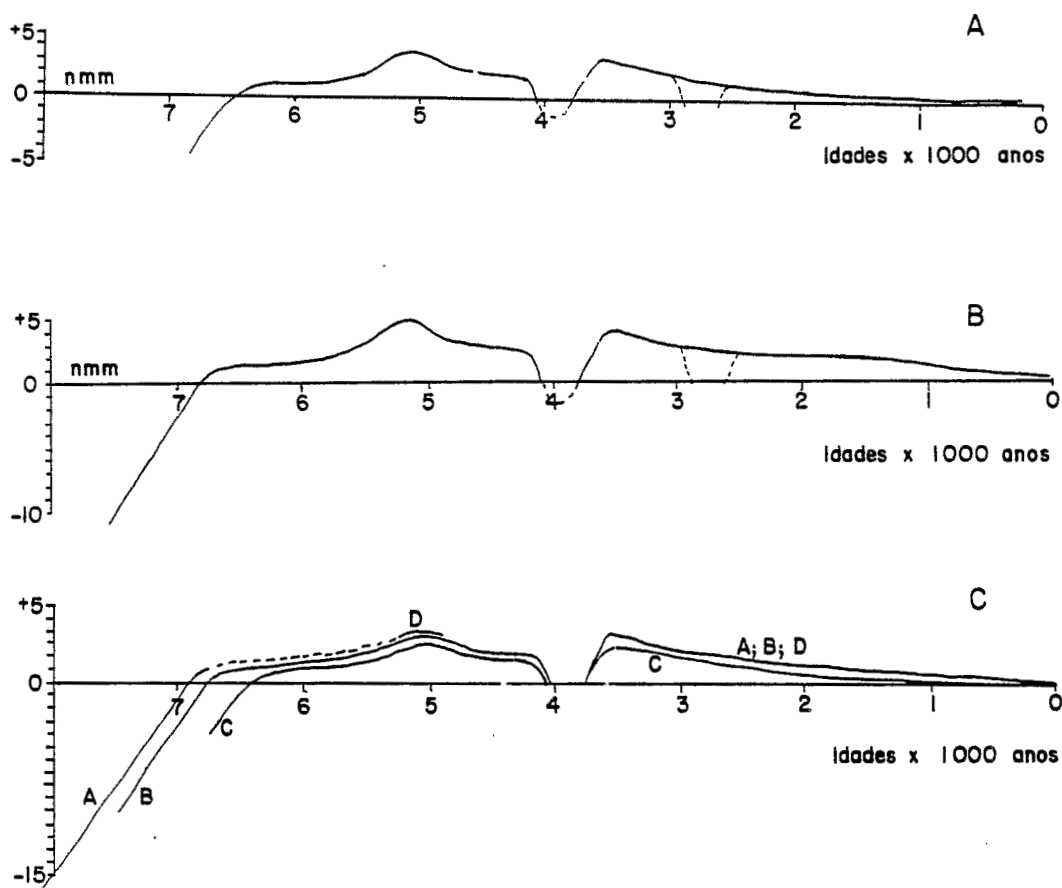


Figura I - Variações do nível médio do mar durante os últimos 7000 anos para as regiões de: A. Cananéia - Iguape ; B. Santos - Bertioga.

Figura I C - Comparação entre as curvas do nível relativo do mar de diferentes setores da costa entre Cananéia e Angra dos Reis.

- A - São Sebastião - Ubatuba
- B - Praia Grande - Morro da Juréia
- C - Cananéia - Iguape
- D - Parati - Angra dos Reis

(Segundo Martin et al., 1979 b)

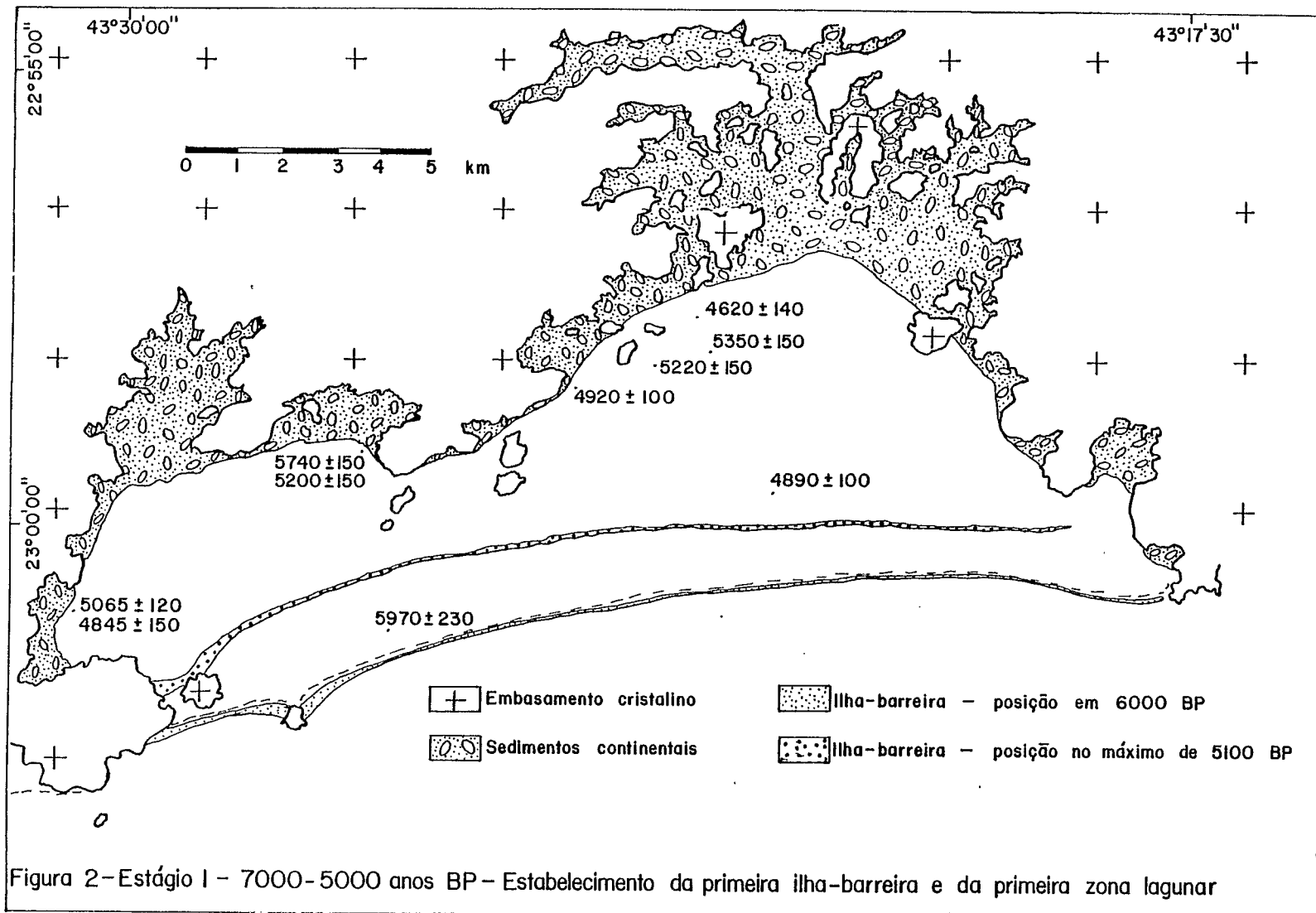


Figura 2 - Estágio I - 7000-5000 anos BP - Estabelecimento da primeira ilha-barreira e da primeira zona lagunar

