

1992 DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS DA PLANÁCIE COSTEIRA DE CANANÉIA-IGUAPE (SP)

Kenitiro Suguió
Moysés G. Tessler

INTRODUÇÃO

As denominações norte, centro e sul, referindo-se aos diferentes segmentos do litoral paulista, já são bastante antigas e a origem dessas palavras acha-se perdida na literatura. Embora desprovidas de rigor científico, essas designações são bastante práticas e, por isso mesmo, têm sido freqüentemente usadas.

Com objetivos diversos, têm sido empregados critérios menos subjetivos, como os baseados em características tectônicas ou geomorfológicas, tais como, distância do complexo cristalino da linha de costa atual, largura e comprimento das planícies costeiras, declividade das praias, padrões de drenagem, etc. FÚLFARO *et al.* (1974), valendo-se de critérios de compartimentação tectônica atribuída por alinhamentos oblíquos ou transversais à costa, subdividiram o litoral paulista em planícies de Cananéia/Iguape, Itanhaém, Santos, Bertioga e Caraguatatuba.

Por outro lado, usando critério geomorfológico, MARTIN & SUGUIÓ (1975, 1976a) reconheceram no litoral paulista, morfologia de submersão ao norte e de emersão ao sul.

De fato, ao norte, o embasamento cristalino atinge quase continuadamente o mar, exceto ao longo de restritas planícies formadas na sua porção interna por depósitos continentais e na porção externa por depósitos marinhos. Considerando-se os limites mais importantes do embasamento pré-cambriano, do sul para o norte, podem ser reconhecidas quatro unidades morfológicas: Cananéia/Iguape, Itanhaém/Santos, Bertioga/ilha de São Sebastião e Caraguatatuba/Ubatuba (Fig.1).

Deste modo, o litoral sul paulista acha-se representado, na maioria das classificações, pela planície Cananéia/Iguape, delimitada pela linha estrutural de Itatins, a nordeste pelo complexo cristalino da Serra do Mar e a sudoeste pela ilha do Cardoso.

CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA

Área emersa

A planície costeira de Cananéia/Iguape exibe a forma de um vasto crescente com quase 40 x 130 Km, delimitado a NE e SW por pontões do embasamento cristalino que avançam oceano adentro, perfazendo uma superfície de quase 2.500 km² (Fig. 2).

Segundo os relatórios da BRASCONSULT (1964) e da GEOBRÁS (1966), o embasamento cristalino, de idade pré-cambriana, é de origem metamórfica, estando relacionado ao Grupo Açuengui. As rochas mais representativas são filitos, micaxistos, migmatitos e gnaisses com intrusões de granitos, adamelitos e granodioritos. Atravessando todas essas rochas, afloram rochas alcalinas intrusivas do morro de São João e Morrete, além de outros tipos de rochas, tais como, quartzitos, anfibolitos, etc.

A ilha do Cardoso, ocupando a posição mais meridional da área, é composta essencialmente por rochas pré-cambrianas (PETRI & FULFARO 1970), sendo os sedimentos quaternários restritos e localizados apenas nas suas bordas junto à linha de costa atual ou ao longo do canal de Ararapira, feição que a separa do continente.

Na ilha de Cananéia, excetuando-se o morro de São João com 120m de altitude e aproximadamente 82 m.a. de idade (AMARAL *et al.* 1967) e um afloramento de rocha cristalina pré-cambriana na ponta da Aroeira, o restante é constituído por sedimentos quaternários.

A ilha Comprida, onde o Morrete com 40m de altitude, é o único destaque na paisagem essencialmente arenosa, exibe em geral cotas de apenas alguns metros e possui largura entre 3 a 5 km e comprimento de cerca de 70 km. Segundo SUGUIÓ *et al.* (1987), o Morrete ocorre em continuidade ao Morro do São João, interligados que se acham através da "Laje do Argolão". SUGUIÓ & MARTIN (1978a) caracterizaram a ilha Comprida como uma ilha-barreira quaternária,

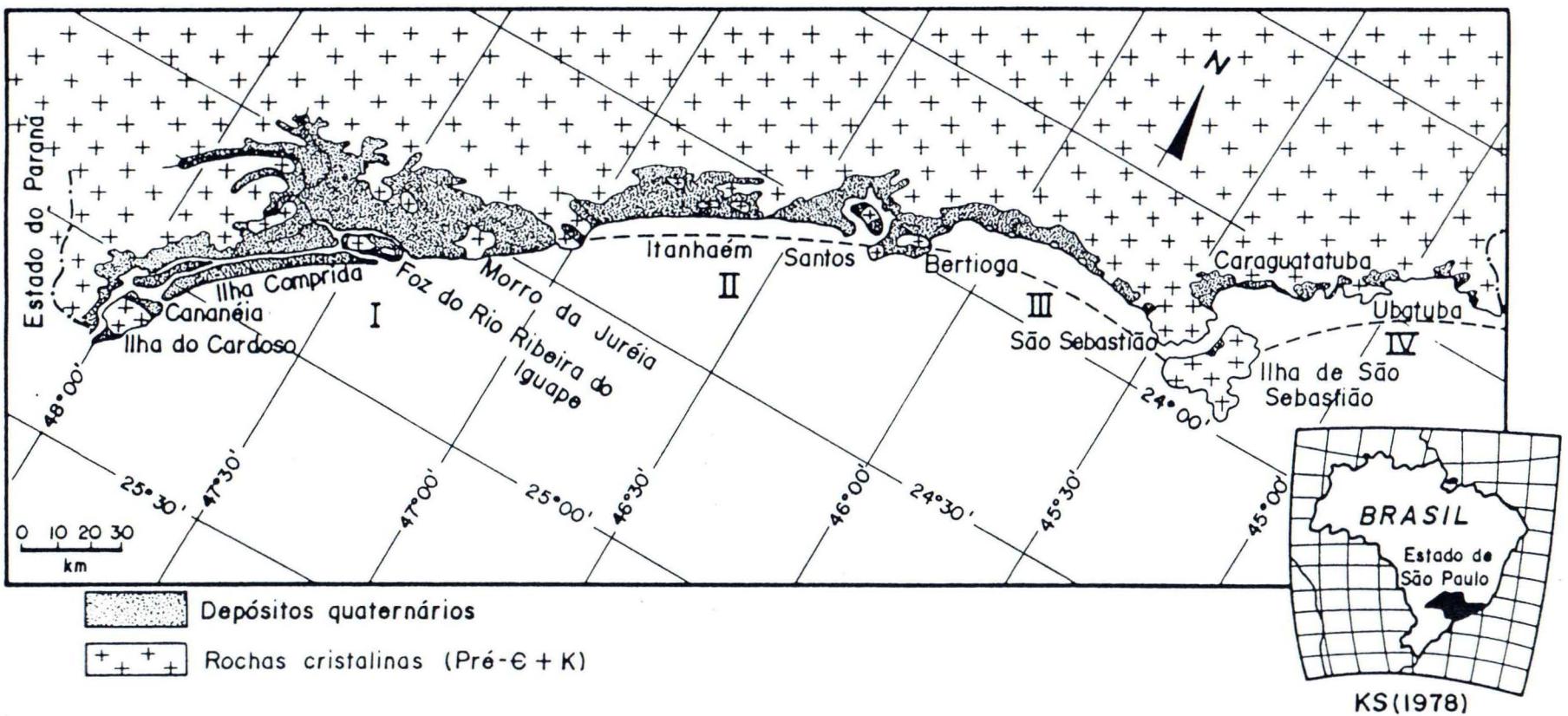


Figura 1 - Compartimentação geomorfológica das planícies costeiras do Estado de São Paulo (modificado de MARTIN & SUGUIO 1978a).

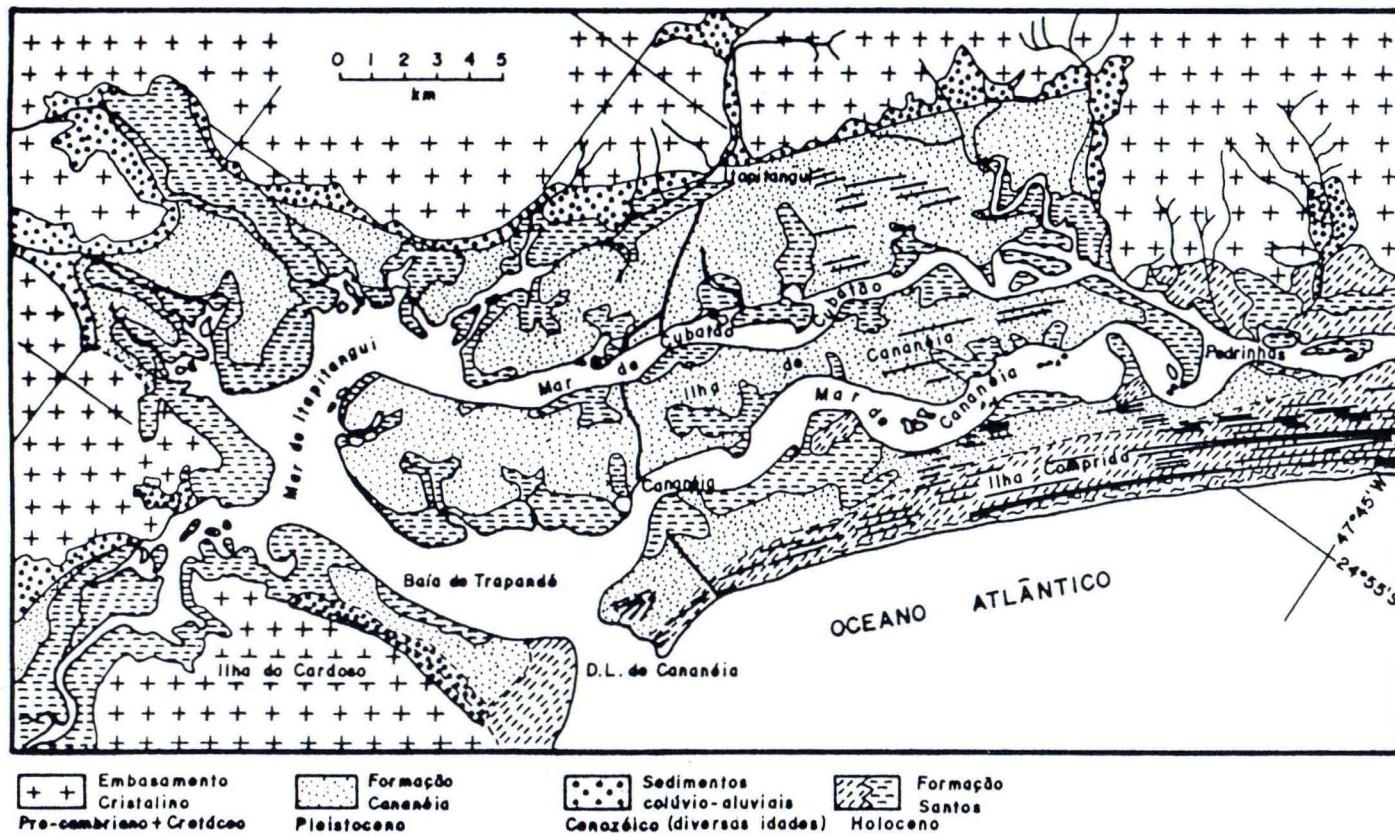


Figura 2 - Esboço geológico da planície costeira Cananéia/Iguape (MARTIN & SUGUIO 1978b).

separada do continente por uma laguna denominada mar Pequeno que, rumo ao sul, subdivide-se formando os mares de Cubatão e Cananéia, separados pela ilha de Cananéia.

A quarta ilha, denominada Iguape, é artificial tendo sido originada pela abertura no ano de 1832 de um canal de ligação entre o mar Pequeno e o rio Ribeira de Iguape, que recebeu a denominação Valo Grande.

Essas quatro ilhas são separadas entre si por sistemas de canais lagunares e rios que se comunicam com o oceano por desembocaduras denominadas, do sul para o norte, Ararapira, Cananéia, Icapara, Ribeira de Iguape e Una. Os rios que compõem as bacias exibem alto gradiente só no trecho inicial e tornam-se muito suaves na planície, apresentando orientação muitas vezes paralela à linha de costa atual. É comum nesses cursos fluviais a influência marinha a montante de sua foz por distâncias de até duas dezenas de quilômetros da linha de costa. O rio Ribeira de Iguape é o único a apresentar influência continental até bem próximo a foz, desempenhando um papel muito importante nos processos evolutivos da área durante o Quaternário.

Área submersa

A margem continental envolvendo os estados de São Paulo e de Santa Catarina apresenta como expressão morfológica maior a bacia sedimentar de Santos, separada de outras menores por arcos, onde o embasamento é composto por rochas pré-cambrianas e paleozóicas (CORRÊA 1978).

Do ponto de vista fisiográfico, a plataforma continental apresenta largura e relevo regulares, sem grandes acidentes geográficos, tendo sido designada por BUTLER (1970) como embaiamento São Paulo. Sua largura máxima, no Estado de São Paulo em frente à foz do rio Ribeira de Iguape, atinge 210 km, estando o limite de quebra entre a plataforma com declive suave (1m/1 km) e o talude de gradiente mais acentuado (20m/km), situado entre 160 e 190m de profundidade.

Perfis batimétricos traçados perpendicularmente à costa evidenciam a presença de quatro níveis topográficos, representados por quebras de relevo, respectivamente a 20 a 25m, 32 a 45m, 50m e entre 60 e 75m. Esses níveis provavelmente estariam relacionados a fases de estabilização do nível do mar durante a transgressão pós-glacial.

DEPÓSITOS SEDIMENTARES DA PLANÍCIE COSTEIRA SEGUNDO TRABALHOS PRÉVIOS

A estratigrafia dos depósitos sedimentares cenozóicos da planície costeira Cananéia/Iguape foi inicialmente estudada por PETRI & SUGUIO (1971, 1973) e SUGUIO & PETRI (1973). Essas pesquisas foram baseadas em observações de campo e em exame de amostras de sondagem mecânica executada pelo antigo Instituto Geográfico e Geológico - IGG (Secretaria da Agricultura) e pela Geobrás S/A, Engenharia e Fundações, além de resultados de levantamentos geofísicos executados por KOLLERT & ELLERT (in: PETRI & SUGUIO 1973).

Esses autores, baseados na interpretação de análises granulométricas, mineralógicas e conteúdo de foraminíferos e diatomáceas realizadas nos testemunhos, além de dados geofísicos, subdividiram o pacote sedimentar em quatro seqüências (Fig.3):

a) **Seqüência I** - Constituída de areias e areias conglomeráticas contendo níveis argilosos. Possui espessura de até pelo menos 118m, conforme foi verificado no poço IGG- 2. Esta seqüência ocorre provavelmente sobre o embasamento cristalino pré-cambriano, que não foi atingido neste furo.

b) **Seqüência II** - Composta de argilas silticas ricas em diatomáceas e pobres em foraminíferos bem preservados. Os autores interpretaram as diatomáceas como de águas salobras e os foraminíferos seriam indicativos de ambiente transicional.

c) **Seqüência III** - Constituída de areias silticas superpostas à seqüência II com abundantes foraminíferos bem preservados. Este fato levou os autores a inferirem ambiente marinho. A espessura desta seqüência, conforme detectada nos poços IGG-1 e IGG-2, é pequena variando de 7 a 12m.

d) **Seqüência IV** - Representada por 20 a 30m de areia fina a muito fina e bem selecionada com ampla distribuição horizontal. Essas areias foram intensamente retrabalhadas para formar depósitos holocénicos e, mesmo hoje, continuam fornecendo sedimentos para formação das praias atuais.

A seqüência I foi correlacionada por SUGUIO & PETRI (1973), à Formação Pariquera-Açu, de origem continental, estudada inicialmente por BIGARELLA & MOUSINHO (1965) e mais recentemente por MELO (1990). As seqüências II e III foram atribuídas a uma fase transgressiva, enquanto que a seqüência IV representaria um depósito regressivo, ao qual atribuíram a designação Formação Cananéia. Posteriormente, as seqüências II, III e IV foram incorporadas por MARTIN & SUGUIO (1978a) à Formação Cananéia.

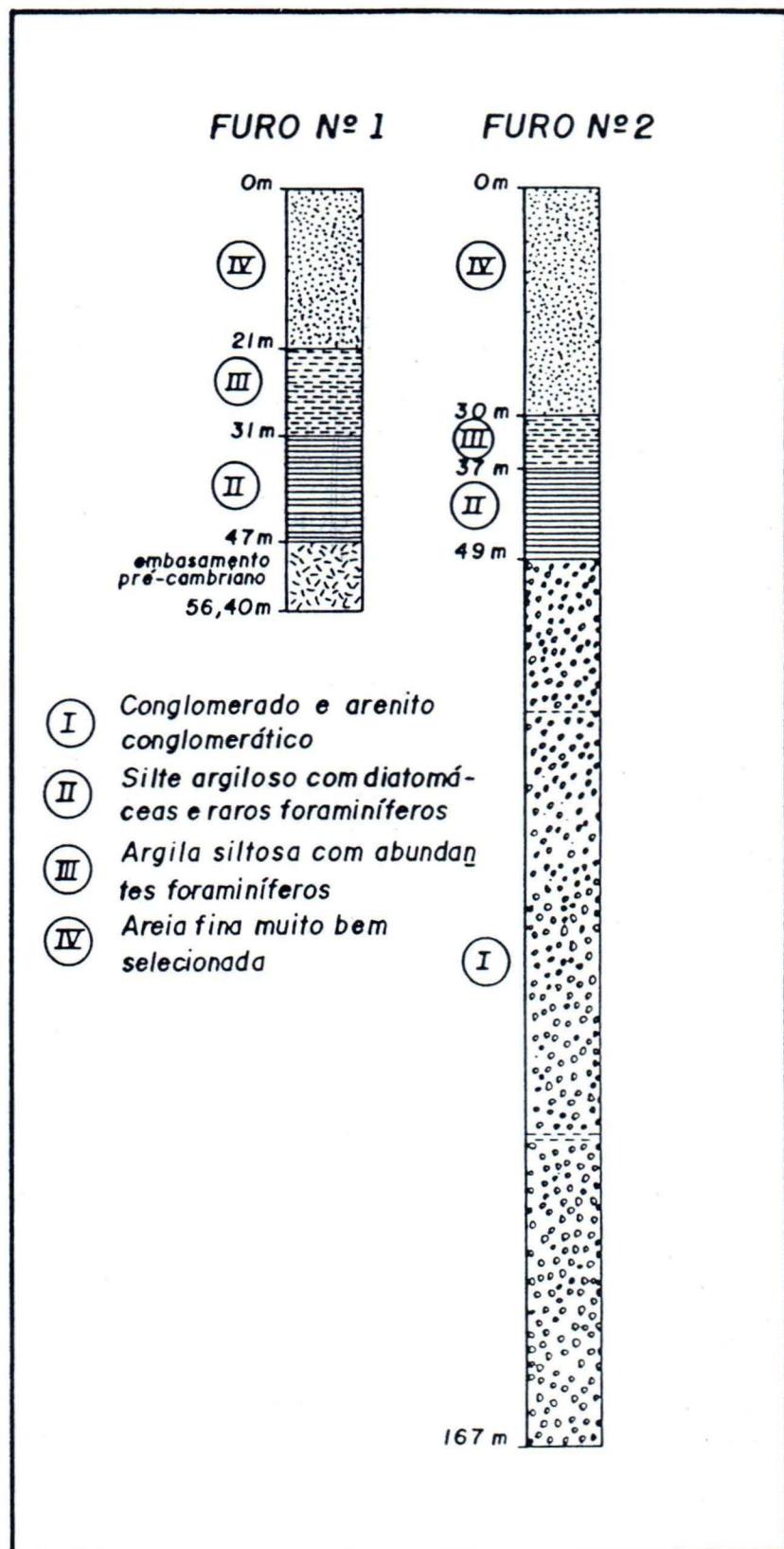


Figura 3 - Estratigrafia dos furos de sondagem executados pelo antigo Instituto Geográfico e Geológico (IGG) e as posições geográficas dos poços (PETRI & SUGUIO 1971).

HISTÓRIA EVOLUTIVA DA COSTA BRASILEIRA DURANTE O QUATERNÁRIO

Mudanças do nível relativo do mar

Evidências de paleoníveis marinhos

Mapeamento sistemático dos depósitos sedimentares da planície costeira e datações de amostras pelo método do radiocarbono nos permitiram identificar evidências incontestáveis deixadas por diversas fases transgressivas quaternárias, que foram muito importantes na evolução das planícies costeiras brasileiras, inclusive na área de Cananéia/Iguape.

Essas evidências vinham sendo citadas por muitos autores, tais como HARTT (1870), BRANNER (1904), FREITAS (1951) e BIGARELLA (1965). Entretanto, elas foram inicialmente estudadas sob o ponto de vista essencialmente geomorfológico e foram consideradas como terciárias, enquanto que atualmente são atribuídas ao Quaternário. Até 1960 eram muito escassas as pesquisas sobre paleoníveis marinhos quaternários, no Brasil, sendo um dos primeiros estudos feito de maneira sistemática, incluindo datações pelo radiocarbono, o de VAN ANDEL & LABOREL (1964).

Após 1974, as mudanças do nível relativo do mar, principalmente durante os últimos 7.000 anos, têm sido estudadas por vários grupos de pesquisadores. Esses grupos terminaram os estudos das formações quaternárias nos estados de São Paulo e sul fluminense (MARTIN & SUGUIO 1975, 1976a, 1976b, 1976c, 1978a, 1978b, SUGUIO & MARTIN 1976a, 1976b, 1978a, 1978b, 1978c, 1982a, 1982b, MARTIN et al., 1979b, 1980b, SUGUIO et al. 1980); nos estados da Bahia, Sergipe e Alagoas (BITTENCOURT et al. 1979a, 1979b, 1982a, 1982b, 1983a, 1983b, MARTIN et al. 1978, 1980a, 1980b, 1980c, 1981a, 1981b, 1982, 1983, 1984a, VILAS-BOAS et al. 1985, DOMINGUEZ 1983, DOMINGUEZ et al. 1982a, 1982b, 1983); no norte do Estado do Espírito Santo (SUGUIO et al. 1982 e MARTIN et al. 1984b); no norte do Estado do Rio de Janeiro (MARTIN et al. 1984c, 1984e, 1985b, SUGUIO et al. 1985b); nos estados do Paraná e Santa Catarina (MARTIN & SUGUIO 1986, MARTIN et al. 1986a, SUGUIO et al. 1986) e no Estado do Rio Grande do Sul (TOMAZELLI et al. 1982, VILLWOCK et al. 1986).

a) **Evidências sedimentológicas** - Depósitos marinhos quaternários situados acima do nível do mar constituem evidências incontestáveis de paleoníveis marinhos mais altos do que o atual. Mapeamento geológico e datações pelo radiocarbono, executados de maneira sistemática, permitiram-nos distinguir várias gerações de terraços arenosos construídos após os níveis máximos relacionados a episódios transgressivos do Quaternário.

b) **Evidências biológicas** - Essas evidências são representadas por incrustações de vermetídeos (gastrópodes), ostras e corais, bem como tocas de ouriços, situados acima do nível de vida atual desses organismos, indicando paleoníveis marinhos mais altos do que o atual (LABOREL 1979). Além disso, muitos terraços marinhos pleistocênicos e holocênicos exibem freqüentes tubos de *Callichirus* situados também acima da presente zona de vida deste animal (SUGUIO & MARTIN 1976b, SUGUIO et al. 1984, RODRIGUES et al. 1985).

c) **Evidências pré-históricas** - Diversos sambaquis, construídos pelos paleo-índios da zona litorânea, são encontrados nas planícies costeiras do SE e S do Brasil. A posição geográfica desses sambaquis, freqüentemente situados no interior do continente (até mais de 30 km da atual linha de costa), pode ser explicada somente pela extensão lagunar maior do que o atual e consequentemente por um nível marinho mais alto do que o presente hoje em dia (MARTIN et al. 1984d, 1986b).

Paleoníveis marinhos mais altos que o atual

a) **Paleoníveis mais altos anteriores a 120.000 anos A.P.** - Dois episódios de níveis mais altos, provavelmente anteriores a 120.000 anos A.P. (Sangamoniano ou Riss/Würm), são muito bem representados somente na planície costeira do Estado do Rio Grande do Sul. VILLWOCK et al. (1986) admitiram tentativamente que esses níveis poderiam ser do Pleistoceno médio a inferior e denominaram-nas, respectivamente, como Barreira II e I (Fig. 4). Poderiam ser atribuídas, respectivamente, aos estádios interglaciais Yarmouthiano (Mindel/Riss) e Aftôniano (Günz/Mindel). Dispersos através das planícies costeiras de Santa Catarina, Paraná e provavelmente São Paulo (atrás do morro de Icapara, ao norte de Iguape) existem alguns terraços arenosos ou cascalhosos com mais de 13m de altura, de provável origem marinha, que poderiam ser correlacionados com a Barreira II do Rio Grande do Sul (MARTIN et al. 1988). Nenhuma evidência de paleonível marinho correlacionável à Barreira I foi até agora encontrada fora do Rio Grande do Sul.

b) **Paleonível marinho mais alto de 120.000 anos A.P.** - Nesta época o nível relativo do mar estava situado provavelmente à 8 ± 2 m acima do atual. Este episódio de nível marinho mais alto é conhecido como Transgressão Cananéia no litoral paulista (SUGUIO & MARTIN 1978a) ou como Penúltima Transgressão nas planícies costeiras dos estados da Bahia, Sergipe e Alagoas (BITTENCOURT et al. 1979a). A idade absoluta desta transgressão foi estabelecida através de cinco datações obtidas de amostras de coral coletadas da porção basal do terraço marinho na planície costeira do Estado da Bahia usando-se o método do Io/U (MARTIN et al. 1982). Embora bem preservados em

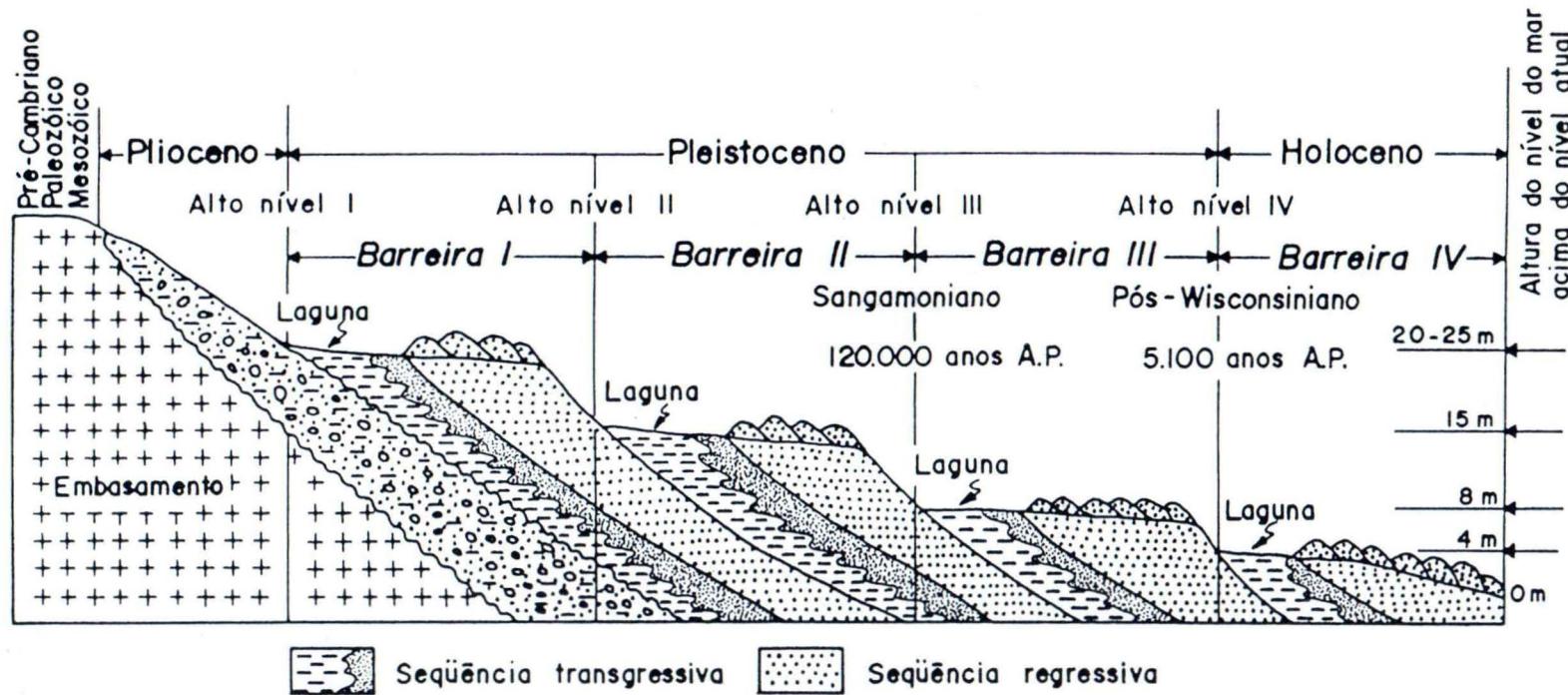


Figura 4 - Sistemas de ilhas-barreiras/lagunas I a IV formadas durante quatro episódios de paleoníveis marinhos quaternários mais altos do que o atual ao longo do litoral sul-riograndense (modificado de VILLWOCK *et al.* 1986).

certas áreas, como nas planícies costeiras de Cananéia e Paranaguá, os afloramentos desta formação nas costas sul e sudeste do Brasil não fornecem material que possa ser datado para obtenção de sua idade absoluta. Entretanto, troncos de madeira carbonizados coletados no interior das argilas basais desses afloramentos indicaram que as idades situam-se acima do limite de alcance do método do radiocarbono. Segundo MASSAD (1985), camadas situadas nas porções basais das formações Cananéia (pleistocênica) e Santos (holocênica) exibem propriedades geotécnicas muito diferentes, sendo a primeira super-consolidada e a segunda mole a muito mole.

Os registros deste paleonível marinho são representados por terraços de construção marinha essencialmente arenosos que ocorrem, pelo menos, do Estado da Paraíba até o Rio Grande do Sul. Das suas estruturas sedimentares hidrodinâmicas e tubos fossilizados de *Callichirus* é possível reconstruir as posições dos paleoníveis relativos do mar durante a sua deposição (SUGUIO & TESSLER 1987). Entretanto, a escassez de idades absolutas não permite a reconstrução da curva de flutuações do nível relativo do mar ao redor de 120.000 anos A.P., bem como a comparação de alturas de reconstruções mais ou menos sincrônica obtidas em diferentes pontos do litoral brasileiro.

c) **Paleoníveis marinhos mais altos do Holoceno** - Os paleoníveis holocénicos mais altos foram bem definidos em função de numerosas reconstruções no tempo e no espaço, que foram realizadas através de mais de 700 idades obtidas pelo método do radiocarbono (SUGUIO *et al.* 1985a).

Além disso, as posições de alguns sambaquis, quando comparadas com suas idades pelo radiocarbono e seus valores de δC^{13} (PDB) de conchas de moluscos têm fornecido informações adicionais muito interessantes sobre as flutuações do nível relativo do mar durante os últimos 6.000 anos (FLEXOR *et al.* 1979).

Usando-se todos esses dados foi possível delinear curvas parciais ou completas das flutuações do nível relativo do mar para vários setores da costa brasileira. Para se ter curvas relativamente homogêneas, somente segmentos bastante curtos da costa (60 a 80 km), com o mesmo arcabouço geológico e dados suficientemente numerosos, foram considerados.

Curvas de flutuações do nível relativo do mar durante os últimos 7.000 anos para vários setores do litoral brasileiro

O último episódio transgressivo-regressivo, conhecido como Transgressão Santos, é representado no Rio Grande do Sul pelos depósitos da Barreira IV com 3 a 4m de altitude. Os últimos 7.000 anos desta transgressão são bem conhecidos graças a numerosos dados sedimentológicos, biológicos e pré-históricos reunidos ao longo da costa brasileira (Fig.5).



Figura 5 - Mapa de localização dos setores estudados ao longo da costa brasileira (MARTIN & SUGUIO 1989).

A Fig.6 mostra claramente que, em todos os setores estudados, os paleoníveis relativos do mar estiveram mais altos do que o atual, com o pico máximo ocorrendo há cerca de 5.100 anos A.P. Todas as curvas exibem a mesma configuração geral, embora apresentem diferenças de amplitude nos picos. Todos os setores parecem ter passado, após 5.100 anos A.P., por duas rápidas oscilações do nível relativo do mar de 2 a 3 m, que são demasiadamente grandes para serem de origem essencialmente gládio-eustática.

Por outro lado, em alguns setores bem delineados foi possível demonstrar desvios nas linhas costeiras holocénicas em consequência de movimentos neotectônicos verticais. Por exemplo, na baía de Todos os Santos (Estado da Bahia), localizada no *graben* do Recôncavo, movimentos verticais resultaram em deslocamentos pronunciados de linhas costeiras holocénicas (Fig.7). Isto vale também para alguns trechos do litoral fluminense afetado pelo *graben* da Guanabara, bem como ao sul do cabo de São Tomé, ao norte de Macaú. Algumas partes da costa, como por exemplo no Estado de São Paulo, parece ter sido afetada por flexuras regionais, embora este fenômeno aparentemente não tenha uma grande influência na escala de tempo do Holoceno.

Em todos os setores ilustrados na Fig. 6, com exceção de Angra dos Reis (RJ), existem registros de terraços marinhos com idade de cerca de 120.000 anos A.P. (Barreira III da Fig. 4). Se o desvio de quase 1,5m no pico máximo de 5.100 anos A.P., entre os setores de Salvador e Paranaguá, fosse de origem tectônica, os registros de paleoníveis marinhos mais altos de 120.000 anos A.P. deveriam apresentar desvios muito maiores (quase 60m), mas não é o que acontece. Portanto, provavelmente, os desvios verificados entre curvas de certos setores devem resultar de outras causas, como a deformação da superfície do geóide (MARTIN *et al.* 1985a). Examinando-se o mapa geoidal do Brasil (Fig.8), percebe-se que o trecho da costa do Estado da Bahia contendo os setores de Salvador, Ilhéus e Caravelas é aproximadamente paralelo às curvas geoidais. Por outro lado, a parte da costa contendo Angra dos Reis, Santos, Cananéia e Paranaguá dispõe-se aproximadamente na direção NE-SW, cortando obliquamente as curvas de isoelevação geoidal. Um deslocamento horizontal E-W ou N-S do relevo geoidal não produziria qualquer efeito nas três primeiras curvas, mas introduziria um desvio nas outras três. Por exemplo, a fase de submersão que afetou a maior parte da costa brasileira antes de 5.100 anos A.P., poderia estar associada com a elevação momentânea do geóide, com emersão subsequente relacionada ao abaixamento da mesma superfície. De fato, um leve deslocamento do relevo geoidal explicaria os desvios observados entre as curvas de Angra dos Reis, Santos, Cananéia e Paranaguá, conforme mostra esquematicamente a Fig.9. Se esta hipótese estiver correta, os níveis marinhos holocénicos na região norte do Brasil estariam igualmente desviados em relação aos níveis correspondentes na região de Salvador. Infelizmente, não se dispõe até o momento de reconstrução para os paleoníveis marinhos nesta parte do litoral brasileiro. Entretanto, é interessante observar que, por exemplo, a costa entre São Luís e Belém exibe feições sugestivas de submersão, constituídas por linhas costeiras indentadas, com escarpas vivas afetando a Formação Barreiras, com os cursos inferiores dos rios transformados em "rias".

Logo, níveis marinhos holocénicos do Brasil, que não podem ser atribuídos à gládio-eustasia nem tectono-eustasia poderiam ser explicados, pelo menos em parte, pelo levantamento regional de toda a superfície geoidal antes de 5.100 anos A.P., seguido por abaixamento e pequeno deslocamento para leste. Similarmente, depressão regional do geóide, seguida por levantamento em escala secular, poderia explicar as rápidas oscilações após 5.100 anos A.P.

Consequências das flutuações do nível relativo do mar e da deriva litorânea de sedimentos sobre a sedimentação arenosa litorânea

Em suma, independentemente da origem, as costas nordeste, leste e sudeste do Brasil sofreram submersão até cerca de 5.100 anos A.P., seguida por emersão até os dias atuais, incluindo duas pequenas oscilações. Esta não é a situação mais comum no globo durante este intervalo de tempo. Por exemplo, ao longo da costa atlântica e do golfo do México dos Estados Unidos, o nível relativo do mar nunca interceptou o nível atual durante o Holoceno (Fig.10). Evidentemente, a evolução litorânea durante este lapso de tempo não pode ser comparável nessas duas áreas. Costas de submersão, como dos Estados Unidos, são caracterizadas por sistemas de ilhas-barreira/lagunas, enquanto costas em emersão como as do Brasil, são caracterizadas por extensas planícies de cristais praiais. Uma situação equivalente à encontrada, hoje em dia, nos Estados Unidos deve ter existido no Brasil há cerca de 5.100 anos A.P.

a) Papel desempenhado pelas flutuações do nível relativo do mar - De acordo com BRUNN (1962), uma vez estabelecido o perfil de equilíbrio em uma zona litorânea, posterior ascenção do mar perturbará este equilíbrio, que será recuperado pela sua translação (migração) rumo ao continente. Em consequência, o prisma praial será erodido e o material resultante será transportado e depositado nas áreas de antepraia. Este processo induzirá uma elevação do fundo da antepraia em igual magnitude ao levantamento do nível do mar, conservando assim constante a profundidade da água.

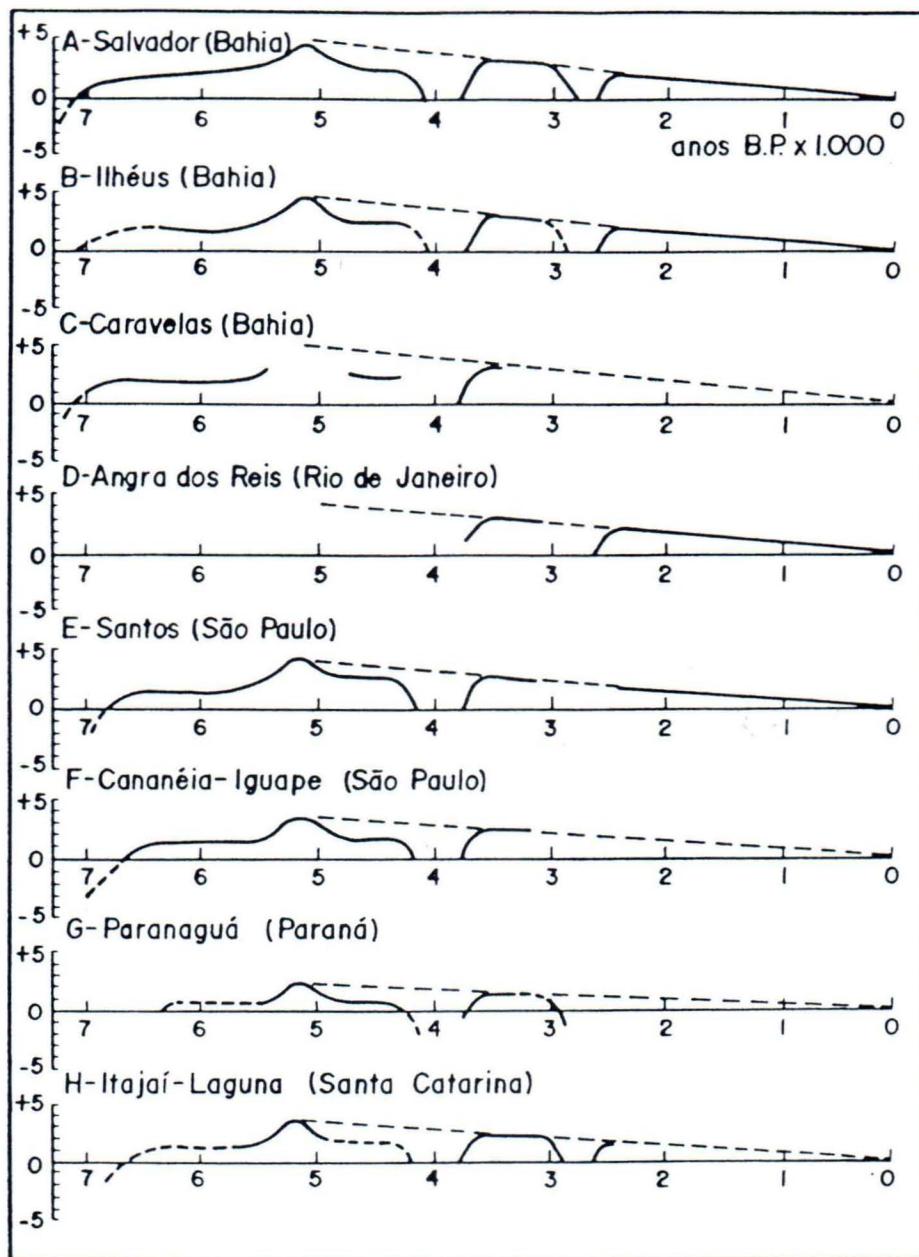


Figura 6 - Curvas de variação do nível relativo do mar durante os últimos 7.000 anos ao longo de vários setores estudados do litoral brasileiro (MARTIN & SUGUIO 1989).

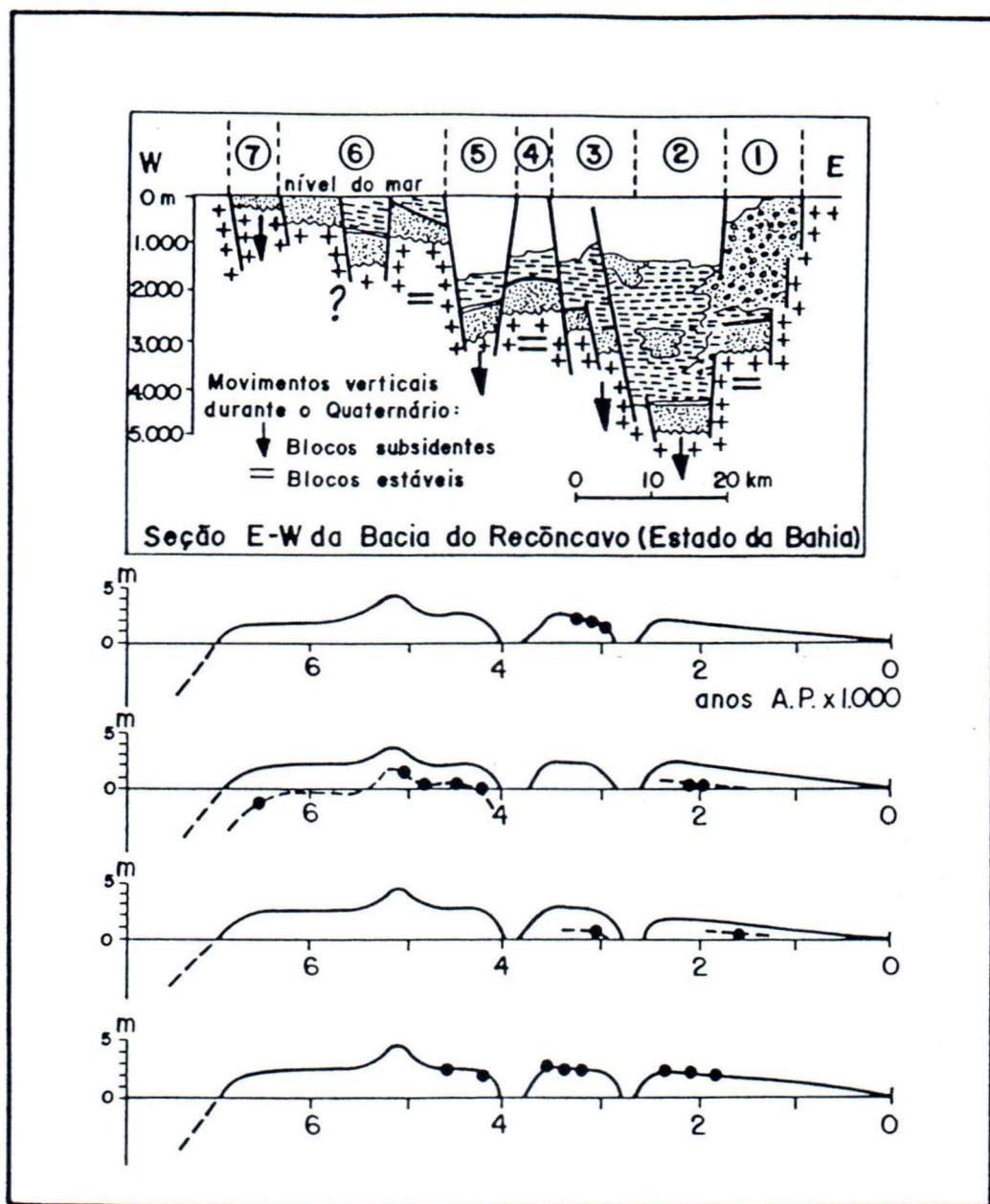


Figura 7 - Posições de reconstruções de paleoníveis marinhos em vários setores (blocos falhados) da bacia do Recôncavo, plotadas contra a curva de Salvador usada como referência (MARTIN *et al.* 1984a).

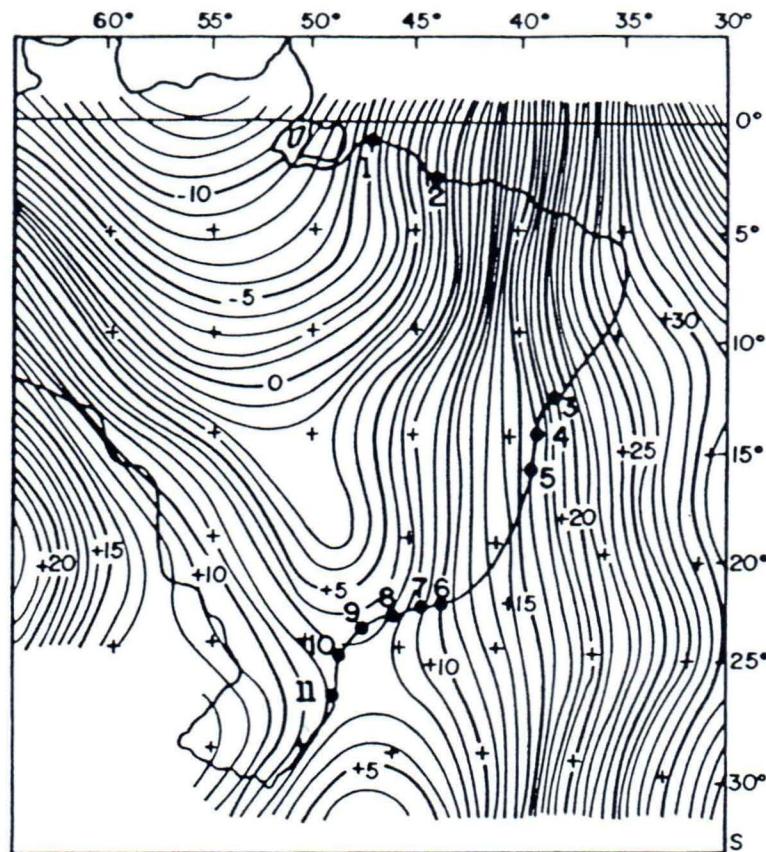


Figura 8 - Mapa geoidal do Brasil, mostrando a configuração atual das curvas de isolevadação, com posições aproximadas de Belém (1), São Luís (2), Salvador (3), Ilhéus (4), Caravelas (5), Rio de Janeiro (6), Angra dos Reis (7), Santos (8), Cananéia (9), Paranaguá (10) e Florianópolis (11) (MARTIN & SUGUIO 1989).

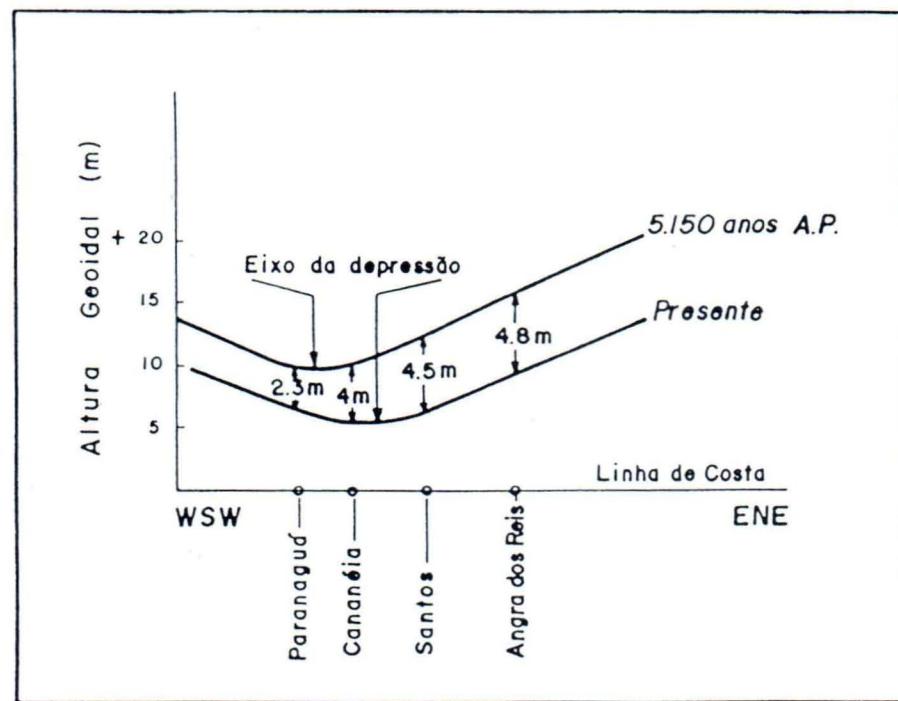


Figura 9 - Perfil geoidal atual entre Paranaguá (PR) e Angra dos Reis (RJ), comparado com o de cerca de 5.150 anos A.P. O desvio vertical pode ser obtido por um simples abaixamento do relevo geoidal acompanhado de ligeiro deslocamento horizontal para leste (MARTIN *et al.* 1985a).

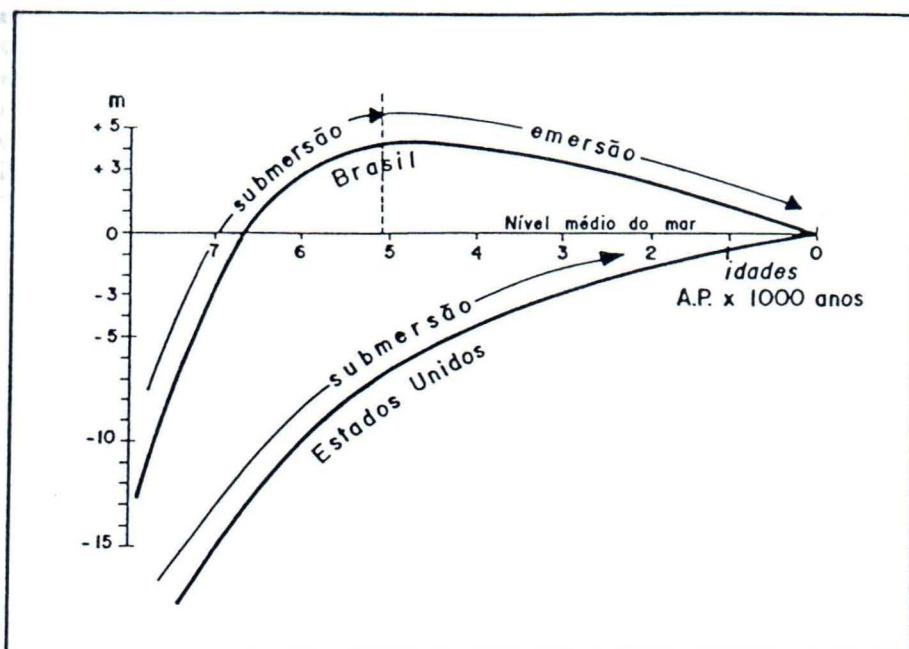


Figura 10 - Curvas médias esquemáticas de mudanças de nível relativo do mar ao longo da costa central do Brasil e do sudeste dos Estados Unidos de 7.000 anos A.P. até hoje (MARTIN & SUGUIO 1989).

Experiências de laboratório e de campo conduzidas por vários autores (SCHWARTZ 1965, 1967 e DUBOIS 1976, 1977) ratificaram a hipótese de Brunn. Embora esta regra tenha sido desenvolvida somente para a situação inversa encontrada no Brasil, isto é, subida do nível relativo do mar, o equilíbrio destruído na dinâmica de sedimentação litorânea durante a descida do nível relativo do mar também dever ser restaurado (Fig. 11). De fato, descida do nível relativo do mar com decréscimo da profundidade de água produzirá um desequilíbrio no perfil, que se tornará mais "agradado". Em consequência, as ondas transportarão os sedimentos inconsolidados da antepraia rumo ao continente, depositando-os no prisma praial e então propiciando a progradação costeira. Esta transferência cessará somente quando a profundidade de água previamente existente for atingida. Comparativamente, este processo é análogo ao que ocorre com o perfil praial de tempestade que recuperado por transferência de sedimento da antepraia para o prisma praial em um perfil de ondulações (*swell profile*), como se encontra amplamente registrada na literatura (DAVIES 1972, KING 1972, KOMAR 1973, 1976, SWIFT 1976). Analogamente, este mecanismo pode ser perfeitamente observado durante o ciclo mensal das marés. Durante as marés de sizigia, correspondente a uma "mini transgressão", ocorrerá erosão na pós-praia e deposição na antepraia e, contrariamente, durante as marés de quadratura, correspondente a uma "mini regressão", ocorrerá deposição na pós-praia e erosão na antepraia.

Logo, é óbvio que, em costas arenosas de suave declividade, como o caso das praias da metade sul do litoral paulista, uma descida do nível relativo do mar induzirá um intenso transporte de areia da plataforma continental interna para a praia. Se a deriva litorânea for mínima ou ausente, processar-se-á progradação da linha costeira através da acreção de sucessivas cristas praiais.

b) Papel desempenhado pela deriva litorânea de areias - O transporte de areias ao longo de uma praia arenosa é causado principalmente por correntes longitudinais (ou de deriva litorânea) geradas pelas ondas. De fato, próximo às praias, as ondas não encontram profundidade suficiente para o seu avanço e arrebentam. Este fenômeno é acompanhado por liberação de grande quantidade de energia que será parcialmente usada para colocar as areias em suspensão e, em parte, para gerar correntes de deriva litorânea. Obviamente, este mecanismo é ativo somente quando as frentes de trens de onda aproximam-se obliquamente à praia.

A velocidade desta corrente é muito lenta, mas a sua influência muito efetiva onde a areia tenha sido colocada em suspensão pela quebra das ondas e, portanto, volume significativo de areia será transportado desta maneira. Vários cálculos têm mostrado que a velocidade máxima das correntes de deriva litorânea é alcançada quando as ondas atingem a linha de costa com inclinações entre 46 e 58° (LARRAS 1981). Uma combinação do efeito de espalhamento das ondas quebradas e das correntes de deriva litorânea provocará um transporte pulsatório da areia. Certamente, a direção de transporte dependerá do ângulo de incidência das frentes de onda que chegam à praia.

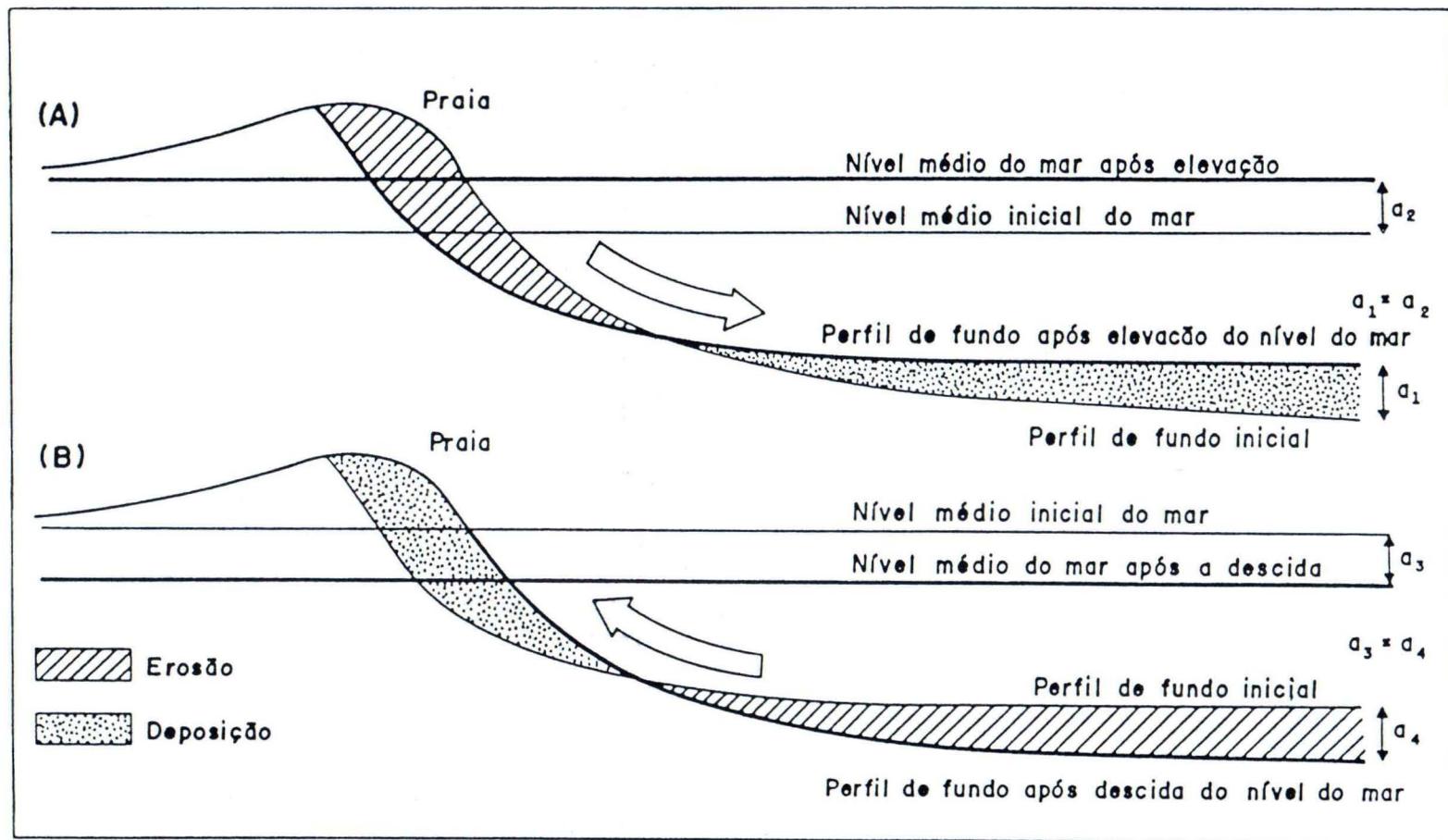


Figura 11 - Comportamento do perfil equilíbrio do fundo da zona litorânea em função da subida do nível relativo do mar (modificado de BRUUN 1962) e em função da descida do nível relativo do mar (DOMINGUEZ 1982).

Não há dúvida de que, durante a descida do nível relativo do mar, na areia suprida para recuperação do perfil de equilíbrio será parcialmente transportada ao longo das praias em consequência deste mecanismo. Este transporte continuará até que a areia seja retida por um obstáculo. Isto explica as grandes diferenças que podem existir dentro de uma área que tenha sido submetida a uma descida uniforme do nível do mar. Depósitos arenosos serão menos desenvolvidos ou mesmo ausentes onde o trânsito litorâneo seja dominante e tornar-se-ão importantes onde uma trapa ou obstáculo tenha facilitado a sua retenção. Há muitos tipos diferentes de obstáculos, tais como, embaiamentos costeiros, ilhas, baixios (formando áreas de energia mais baixa), pontões do embasamento cristalino, importantes desembocaduras fluviais, etc.

Depósitos sedimentares marinhos e lagunares da planície costeira de Cananéia/Iguape

a) **Depósitos sedimentares relacionados à Transgressão Cananéia** - Diretamente sobre a Formação Pariquera-Açu tem-se os depósitos da Formação Cananéia (SUGUIO & PETRI 1973), que é argilosa na sua porção basal e arenosa no seu topo. A sua altitude varia de 5 a 6 m em frente ao mar até 9 a 10 m nas proximidades das rochas do embasamento cristalino (Fig.12). A partir do estudo de microfósseis, PETRI & SUGUIO (1973) mostraram que a unidade argilosa basal teria sido depositada inicialmente em águas salobras e depois em ambiente marinho, caracterizando então um episódio transgressivo. Na sequência arenosa é possível encontrar tubos fósseis de *Callichirus* que, hoje em dia, vivem no nível de maré baixa. Portanto, a ocorrência desses tubos fósseis indica que o depósito sedimentar foi formado na parte inferior da praia (SUGUIO & MARTIN 1976b). Próximo ao topo da unidade arenosa foram também encontradas camadas centimétricas de argila gretada, feição que caracteriza depósitos litorâneos, com freqüentes fases de deposição sub-aérea. Em vários lugares pode-se reconhecer claramente estruturas de alinhamentos de cristas praiais sobre fotos aéreas, testemunhando o início da fase regressiva. Deste modo, a porção inferior da Formação Cananéia sugere fase transgressiva, enquanto que a porção superior apresenta características regressivas.

A primeira datação de fragmento de madeira carbonizada (fóssil) proveniente de camadas argilosas basais forneceu uma idade de mais de 30.000 anos (Bah-222). Uma outra datação realizada sobre madeira fóssil proveniente de camada argilosa lenticular intercalada em areias litorâneas acusou uma idade maior do que 35.000 anos A.P. (Gif-3844). Essas duas datações mostraram que a Formação Cananéia não foi depositada durante a Transgressão Santos, mas durante uma transgressão pleistocênica provavelmente correspondente ao interglacial Sangamoniano.

Vários outros afloramentos naturais nas margens lagunares e fluviais, bem como alguns perfis de sondagens mostraram que a camada argilosa aflora ao sopé do embasamento cristalino e ocorre a profundidades cada vez maiores rumo ao oceano. Obviamente, a espessura das areias marinhas também deve aumentar no mesmo sentido, isto é, para fora do continente. Similarmente, os tubos fósseis de *Callichirus*, que hoje em dia ocorrem ao nível do mar na extremidade sul da ilha Comprida, situam-se em níveis cada vez mais altos rumo ao continente. Como esses animais vivem dentro de uma zona muito restrita, o nível do mar deve ter abaixado durante as fases de vida e, consequentemente, para manter a mesma zona de vida, os animais devem ter migrado rumo ao oceano durante a fase regressiva.

b) **Depósitos sedimentares formados durante a Transgressão Santos** - Rumo ao mar em relação à Formação Cananéia, ocorrem outros depósitos arenosos cuja altitude é em geral inferior a 4 m. Esses depósitos são menos extensos mas formam uma faixa quase contínua no espaço entre os depósitos pleistocênicos e o oceano e mostram estruturas muito nítidas de alinhamento de cristas praiais. Mais para o interior, sedimentos areno-argilosos flúvio-lagunares foram depositados nos locais onde a Formação Cananéia foi erodida (Fig. 13).

c) **Depósitos de manguesal** - Nas margens lagunares e nos cursos inferiores dos rios que drenam esta planície sedimentar costeira, são encontrados depósitos de manguesal bem desenvolvidos.

Modelo evolutivo válido para o litoral entre a ilha do Cardoso e o morro da Juréia (Fig. 14)

Nesta região, o desenvolvimento da planície costeira pode ser melhor compreendido através do esquema que mostra a seqüência evolutiva :

Primeiro estádio - Durante o máximo da Transgressão Cananéia (120.000 anos A.P.), o mar deve ter atingido o sopé da serra do Mar, quando foram depositadas as argilas transicionais e marinhas da Formação Cananéia, recobrindo a Formação Pariquera-Açu. Um possível registro de evento transgressivo anterior, correspondente à Barreira II do Rio Grande do Sul, ocorre apenas na região de Icapara (MARTIN *et al.* 1988).

Segundo estádio - Com o advento da fase regressiva, depósitos de cristas praiais foram sedimentados no topo dos depósitos arenosos da Formação Cananéia.

Terceiro estádio - Durante esta fase o nível marinho esteve sempre mais baixo do que hoje em dia (mais de 110 m abaixo do nível atual há cerca de 18.000 anos A.P.), quando os rios que drenavam a planície costeira devem ter erodido profundamente os depósitos da Formação Cananéia. Muitos desses vales devem ter apresentado configurações semelhante aos observados na área da Formação Barreiras ao longo da costa baiana.

Quarto estádio - No início do último evento transgressivo o nível do mar subiu rapidamente, tendo ultrapassado o nível atual entre 6.000 e 7.000 anos A.P. Deste modo, o mar invadiu as áreas rebaixadas pela erosão, formando um extenso

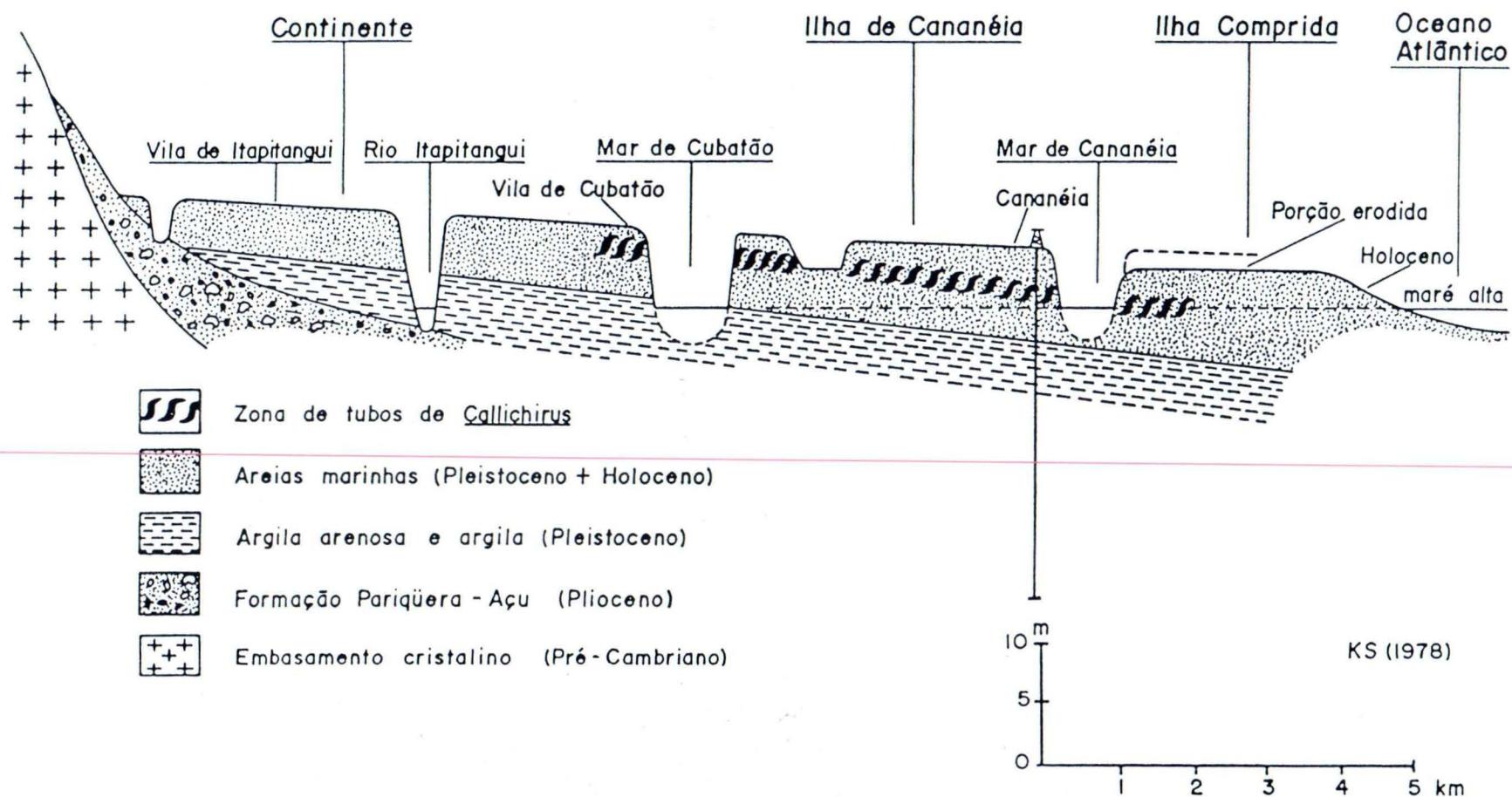


Figura 12 - Perfil interpretativo através dos depósitos sedimentares da área de Cananéia, entre a serra do Mar e o oceano Atlântico (MARTIN & SUGUIO 1978a).

sistema lagunar, onde sedimentos arenos-argilosos freqüentemente ricos em matéria orgânica foram depositados, fato que deve ter ocorrido há aproximadamente 5.100 anos A.P. Enquanto isso, o mar deve ter também erodido as partes altas da Formação Cananéia, redepositando as areias para formar depósitos marinhos holocénicos de natureza também arenosa.

Quinto estádio - Durante o retorno do nível marinho para o atual, cristas praiais regressivas holocénicas foram formadas. Flutuações do nível marinho durante a parte final da última transgressão produziram várias gerações de cristas praiais. Deste modo, na ilha Comprida pode-se ver pelo menos duas gerações de cristas praiais separadas por uma zona baixa e mais ou menos pantanosa, que pode ser acompanhada por aproximadamente 50 km.

Esquema de formação da ilha Comprida

A extremidade sul da ilha Comprida, no lado lagunar, é formada por areias ricas em ácido húmico, talvez pertencentes à Formação Cananéia que parecem ter estado submersas durante o máximo da Transgressão Santos há 5.100 anos A.P. (Fig.15). Após este nível máximo, a ilha parece ter "crescido" para o norte rumo a Iguape. Alinhamentos recurvados de cristas praiais são facilmente visíveis sobre fotos aéreas, confirmando esta fase de desenvolvimento. A medida que a ilha se alongava para o norte, deve ter ocorrido adição de cristas praiais paralelas à linha de costa atual, mas elas devem ter sido parcialmente erodidas durante uma transgressão menor que ocorreu antes do segundo máximo (3.500 anos A.P.). Atualmente, o limite da linha de costa daquela época é marcado por um baixo terraço, com cerca de 100 m de largura, encontrado em quase toda a ilha. Ao sul do rio Boguaçu ocorre um sambaqui situado sobre a primeira crista praial entre o baixo terraço e o mar. Este sambaqui foi datado em 3.220 ± 90 anos A.P. (Bah-307) e 3.090 ± 110 anos A.P. (Gif-3645). Abundantes ossos de baleia encontrados neste sambaqui sugerem que a sua construção ocorreu próximo ao mar, isto é, no início de formação das cristas praiais externas. Isto vem de encontro à idéia de que a parte da ilha situada entre o baixo terraço e o oceano tenha sido formada inteiramente após o segundo máximo (3.500 anos A.P.).

Modelo evolutivo para o litoral entre o morro da Juréia e a "Barra" do Una

Conforme estudos de diatomáceas realizados por SERVANT-VILDARY & SUGUIO (1990) em amostras de sondagens executadas pela Nuclebrás ao norte do morro da Juréia, é possível que nesta porção da planície ocorram, pelo menos localmente, sedimentos pliocênicos transicionais ou marinhos situados entre os depósitos continentais da Formação Pariquera-Açu e os depósitos da Formação Cananéia. Neste trecho da costa, os três principais estádios parecem ter evoluído de modo análogo ao trecho entre a ilha do Cardoso e o morro da Juréia, porém os dois últimos estádios parecem ter sido diferentes (Fig. 16):

Quarto estádio - Durante a Transgressão Santos, o mar invadiu profundamente a área entre o morro da Juréia e a "barra" do Una, dando origem a uma grande baía. Esta situação é testemunhada pela presença de sambaquis construídos de *Anomalocardia brasiliiana*, cujo habitat está comumente relacionado a fundos de baía e lagunas de água salobra a salgada.

Quinto estádio - Durante a pequena regressão, subsequente a um dos períodos de nível marinho mais alto, foi formada uma ilha-barreira entre o morro da Juréia e a "barra" do Una. Esta barra arenosa deve ter fechado a baía que então foi transformada em uma laguna. Mais tarde, cristas praiais regressivas foram acrescentadas à barra arenosa original. Um sambaqui construído de *Anomalocardia brasiliiana* e situado sobre a Formação Cananéia, na margem da paleobaía, foi datado em 3.790 ± 110 anos A.P. (Gif-3642) e 3.840 ± 60 anos A.P. (Bah-306), indicando que esta baía permaneceu aberta pelo menos até 3.800 anos A.P. Ela deve ter sido fechada por uma ilha-barreira somente após o segundo pico holocênico de 3.550 anos A.P. As cristas praiais encontradas entre o morro da Juréia e a "barra" do Una podem ser correlacionadas com as que formam o lado oceânico da ilha Comprida.

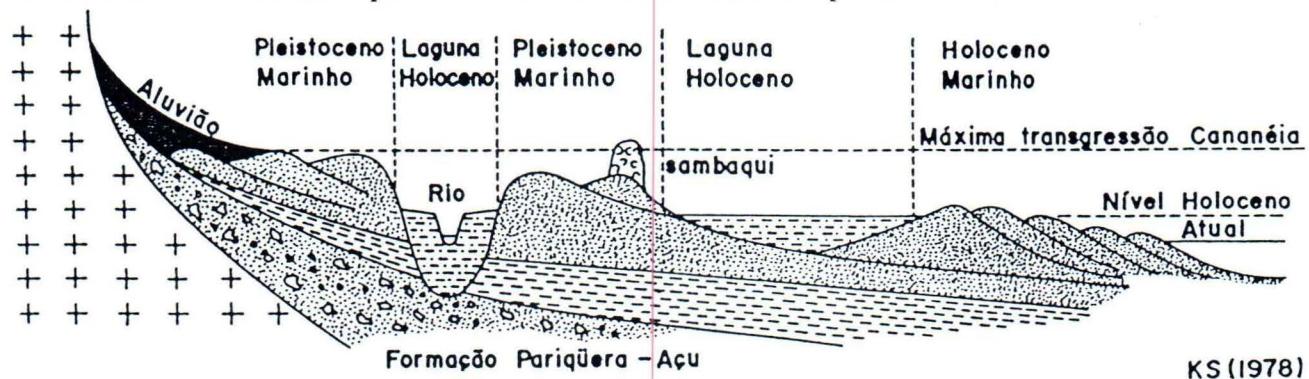


Figura 13 - Perfil interpretativo para a planície costeira Cananéia/Iguape entre o morro da Juréia e a "barra" do Una (MARTIN & SUGUIO 1978a).

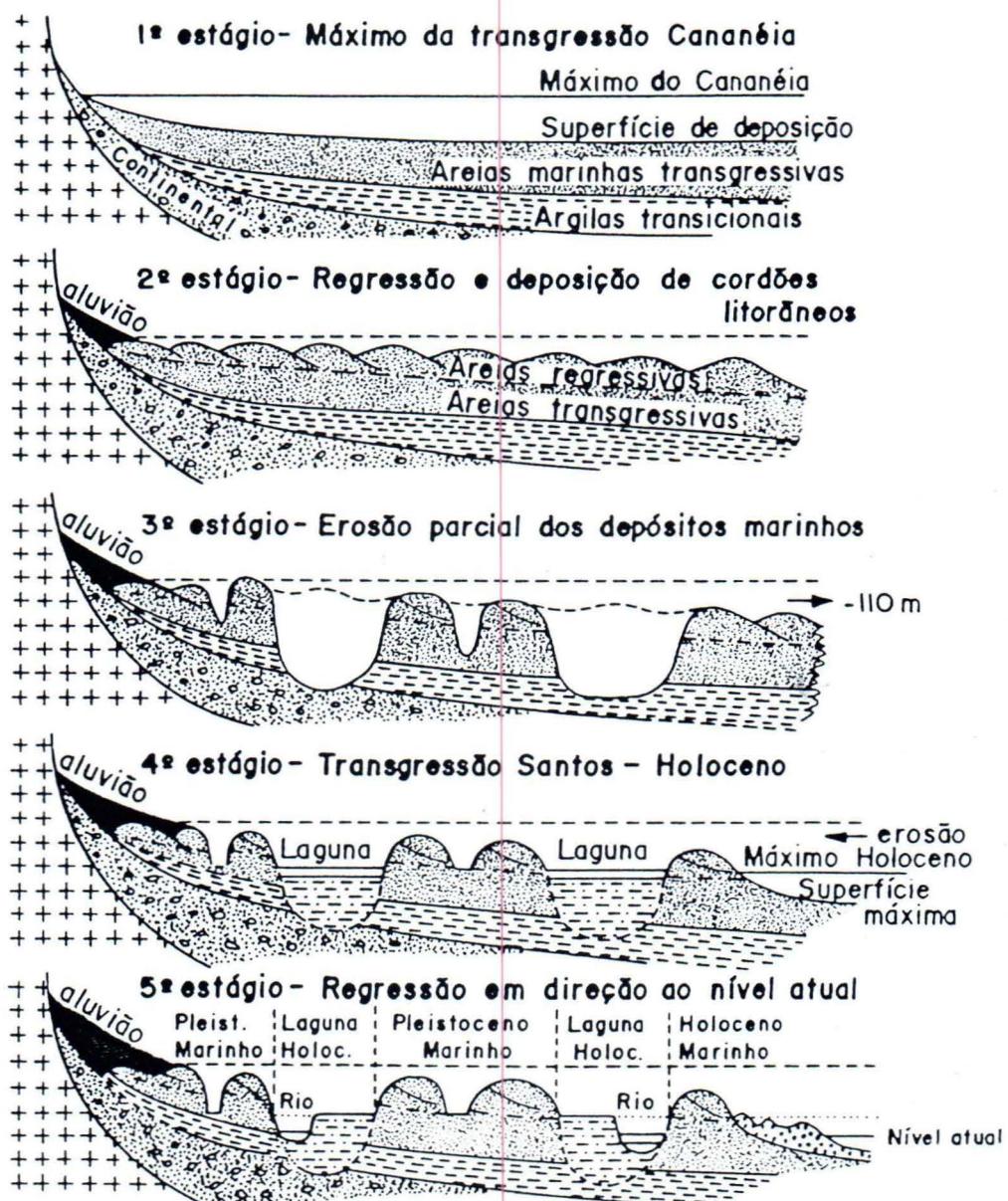


Figura 14 - Estadios evolutivos propostos para explicar a origem da planicie costeira de Cananéia/Iguape no trecho entre Cananéia e morro da Juréia (MARTIN & SUGUIO 1978a).

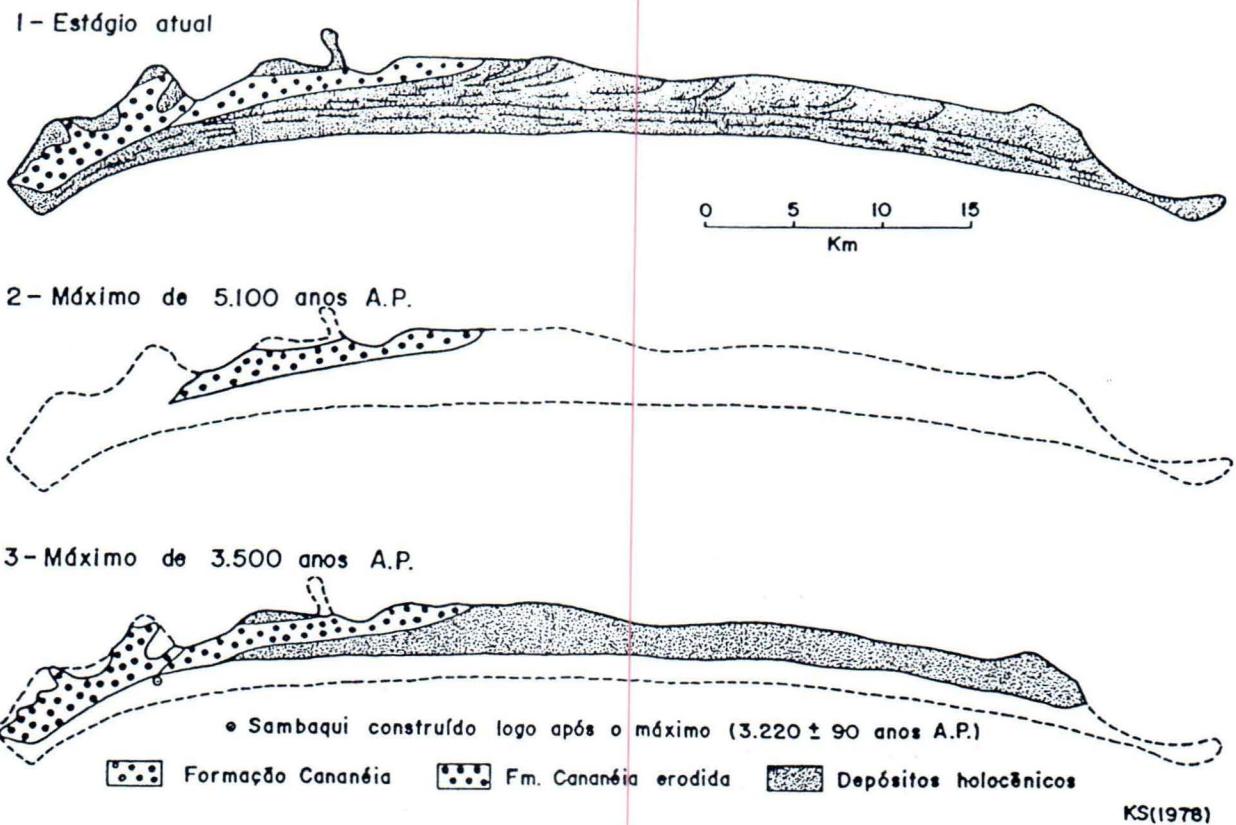


Figura 15 - Esquema evolutivo da ilha Comprida durante o Holoceno (MARTIN & SUGUIO 1978b).

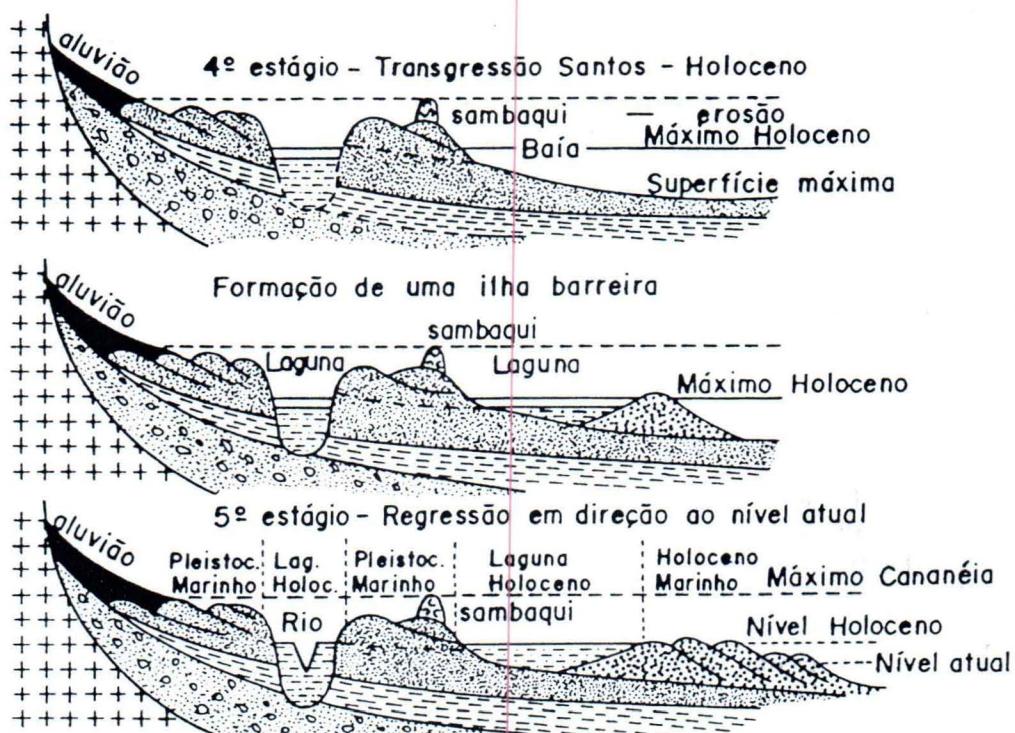


Figura 16 - Estágios evolutivos propostos para explicar a origem da planície costeira Cananeia/Iguape no trecho entre o morro da Juréia e a "barra" do Una (MARTIN & SUGUIO 1978a).

ROTEIRO DE EXCURSÃO GEOLÓGICA

Primeiro dia : São Paulo a Cananéia

Segundo dia : Cananéia - Iguape - São Paulo

Itinerário

Da cidade de São Paulo até a cidade de Registro, trecho da Rodovia Régis-Bittencourt (BR-116) com cerca de 190 km, sem parada geológica, percorre-se predominantemente rochas cristalinas do Pré-Cambriano. Já próximo a Registro, ainda ao longo da rodovia, encontram-se depósitos de sedimentos continentais, de idade cenozóica, que se estendem também ao longo da Rodovia SP-226, que liga a Régis Bittencourt a cidade de Cananéia (Fig.17).

Parada nº 1

Local - Km 39,600 da Rodovia SP-226 (próximo a cidade de Pariquera-Açu)

Um dos mais representativos afloramentos da Formação Pariquera-Açu na estrada que liga a cidade homônima a Cananéia.

Presença de seixos de quartzo e quartzitos grandes e angulosos, na porção média a superior do afloramento, apresentando na base contato irregular da Formação com o embasamento (filito ?).

A partir de sedimentos argilosos, coletados neste afloramento, SUNDARAM & SUGUIO (1985), realizaram a primeira tentativa de datação, utilizando o estudo do conteúdo polínico da Formação Pariquera-Açu. Neste estudo os autores inferiram uma idade pliocênica para a seqüência.

RICCOMINI *et al* (1987) consideram que os depósitos possam ser mais antigos que o Pleistoceno, tendo em vista o fato, destas seqüências, estarem cortadas por estruturas semelhantes àquelas que originaram as bacias terciárias do Sistema do *Rift* da Serra do Mar.

MELO (1990), em um amplo estudo regional da seqüência Pariquera-Açu, separou os depósitos cenozóicos do baixo Ribeira de Iguape em cinco unidades que são :

a) Formação Sete Barras - conjunto de sedimentos que representam o preenchimento sedimentar de importante depressão tectônica, o *Graben* de Sete Barras, ao que tudo indica geneticamente associado ao Sistema de *Rift* da Serra do Mar;

b) depósitos de cascalhos em nível superior de terraços (50-60m) - parecem refletir fases de clima mais seco, com morfogênese mecânica, alargamento lateral dos vales e deposição de sedimentos grossos por rios com canais entrelaçados;

c) depósitos de cascalhos em nível intermediário de terraços (25-30m) - uma segunda seqüência de sedimentos grossos, de fase de clima mais seco, estratigraficamente intercalados por;

d) Formação Pariquera-Açu - conjunto de sedimentos de fase de clima úmido, resultante principalmente de uma desestabilização da cobertura de regolito preexistente, por uma discreta deformação tectônica, que barra a drenagem que se desenvolvia sobre um relevo bastante suavizado, e;

e) depósitos colúvio-aluviais plio-pleistocênicos.

Parada nº 2

Local - Vila de Cubatão - Antigas dependências da Serrana S/A (Mineração). Margem do mar de Cubatão ou mar de Dentro

Afloramento típico da Formação Cananéia, com 6 a 7m de altura, onde é possível, em fases de mar baixa, observar na base o contato da seqüência arenosa de topo (seqüência IV - PETRI & SUGUIO 1973), com sedimentos argilo-arenosos transgressivos (Fig.18).

Parada nº 3

Local - ilha de Cananéia - próximo ao Hotel Glória

Afloramento na margem do mar de Cananéia, ou mar de Fora, com cerca de 5m de altura onde são identificadas, ao longo da seqüência arenosa de topo, cortes de tubos de *Callichirus* (?), em diferentes posições, além de finas intercalações argilosas e de fragmentos vegetais.

Nesta margem da ilha de Cananéia as argilas arenosas da seqüência transicional (seqüência III - PETRI & SUGUIO 1973), são observadas apenas através de testemunhos (Fig.19).

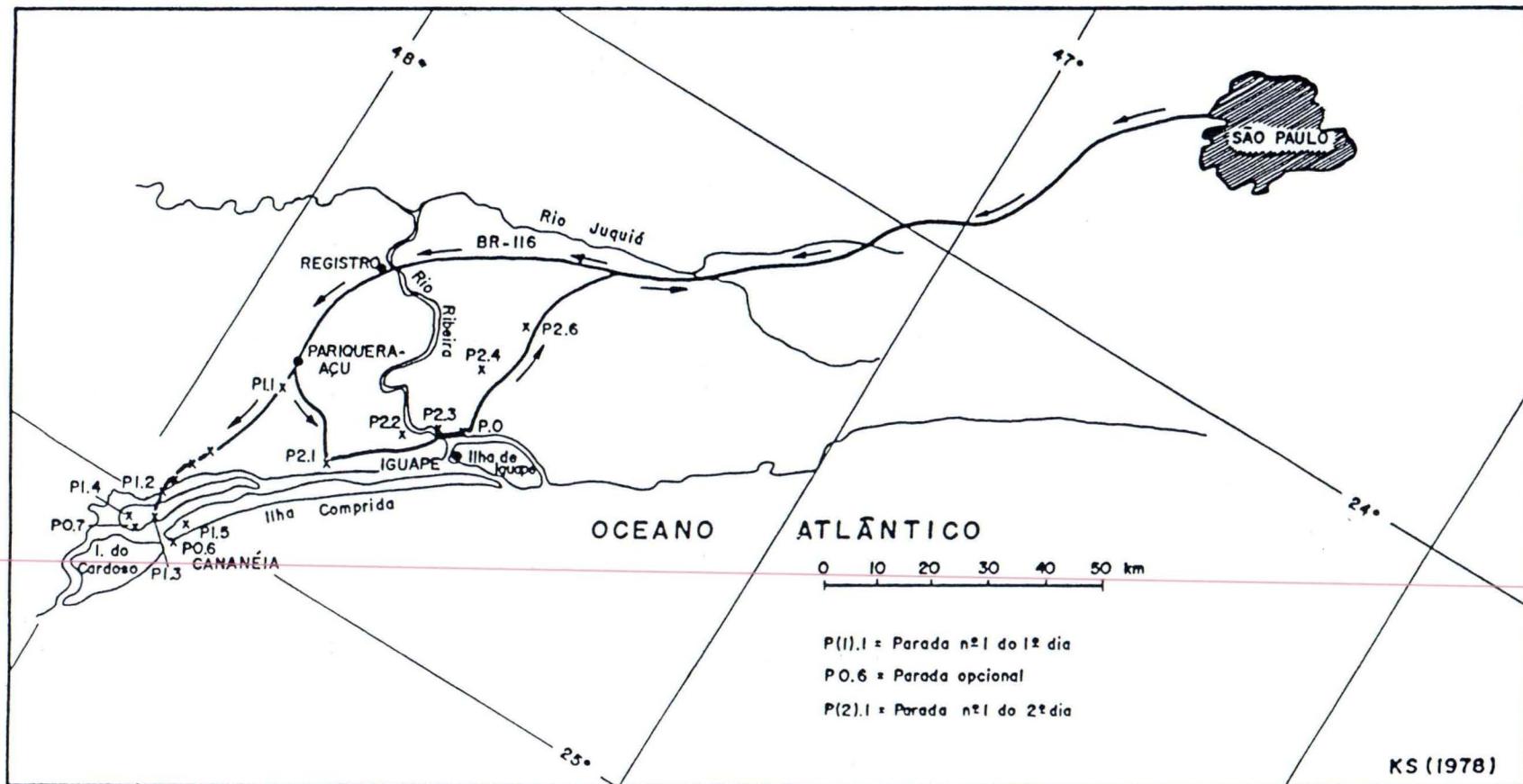


Figura 17 - Itinerário da excursão.

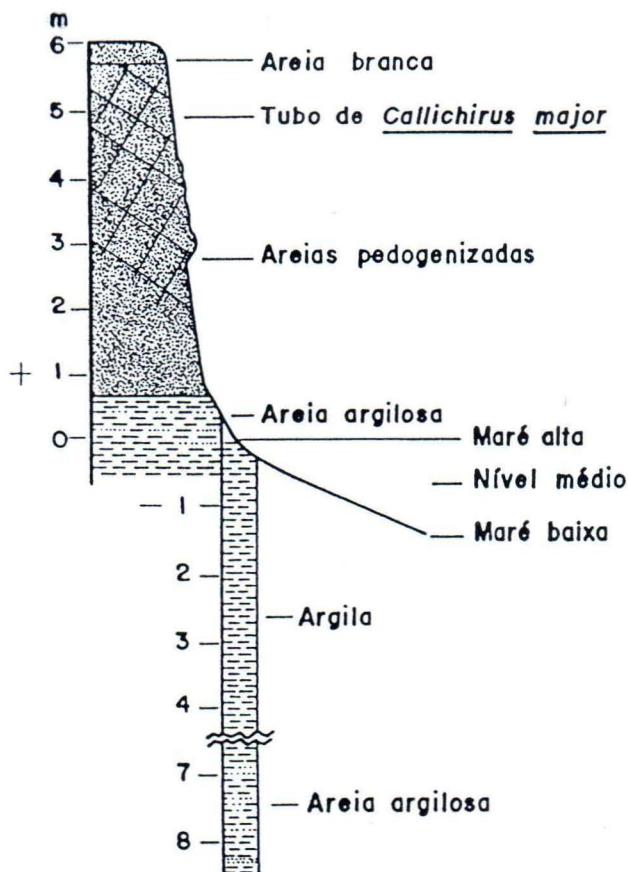
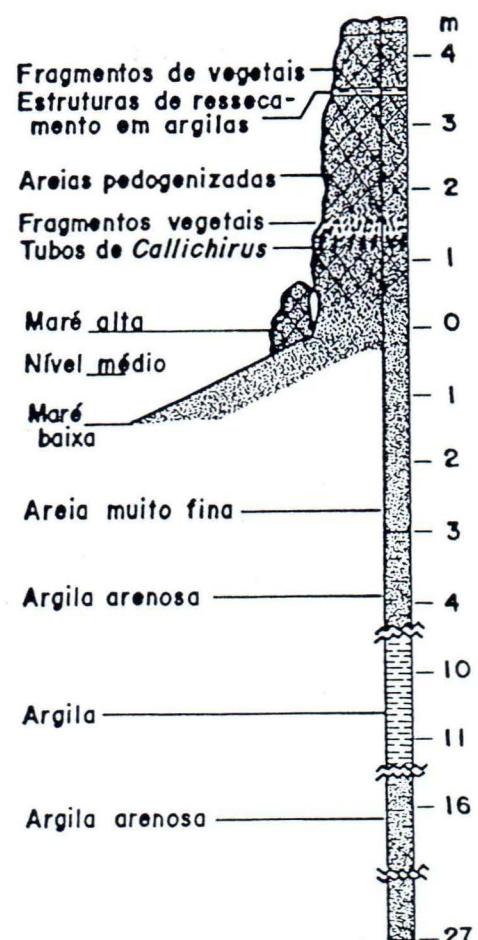


Figura 18 - Formação Cananéia - Vila de Cubatão - continental (MARTIN & SUGUIO 1978a).

Figura 18 - Formação Cananéia - Vila de Cubatão - continental (MARTIN & SUGUIO 1978a).



Parada nº 4

Local - ilha de Cananéia entre o atracadouro da balsa e a cidade de Cananéia

Neste afloramento podem ser observadas em detalhe as feições de topo da seqüência arenosa da Formação Cananéia (Fig.20).

Parada nº 5

Local - Sambaqui do rio Nóbrega - ilha Comprida

Restos de um sambaqui formado predominantemente de *Anomalocardia brasiliiana*, cuja época de construção foi datada em 4.210 ± 160 anos A.P. (SPC-22). Segundo interpretação de MARTIN & SUGUIO (1978a), este sambaqui foi construído quando a paleobaía do rio Nóbrega era mais ampla, ou seja, durante um período quando o nível do mar era superior ao atual. Entretanto, como este sambaqui está situado sobre sedimentos erodidos da Formação Cananéia, lógico supor que esta erosão ocorreu antes de 4.200 anos A.P., isto é, durante o máximo de 5.100 anos A.P.

Parada nº 6 (opcional)

Local - Desembocadura lagunar de Cananéia - Pta do Perigo - ilha Comprida

A desembocadura lagunar de Cananéia constitui-se na principal via de acesso ao Sistema Cananéia-Iguape e sua evolução vem sendo acompanhada, mais detalhadamente, desde a década de 50 (Fig.21).

A evolução geomorfológica das feições arenosas do litoral sul paulista, em particular da desembocadura lagunar de Cananéia, está intimamente relacionada aos mecanismos de circulação atmosférica desta parte do continente sul-americano. A interação desses fenômenos é fundamental na intensa mobilidade dos sedimentos arenosos que obstruem o canal de acesso à região lagunar, bem como nos processos erosivos e deposicionais que afetam as faces oceânicas das ilhas do Cardoso e de Cananéia.

Parada nº 7 (opcional)

Local - Estrada da Fazenda Quarentenária - ilha de Cananéia; à 800m antes do portão da entrada.

Podem ser observados detalhes das feições de topo da Formação Cananéia, em especial dos tubos de *Callichirus major*, de finas camadas argilosas apresentando estruturas de ressecamento, além de fragmentos vegetais.

Pernoite em Cananéia

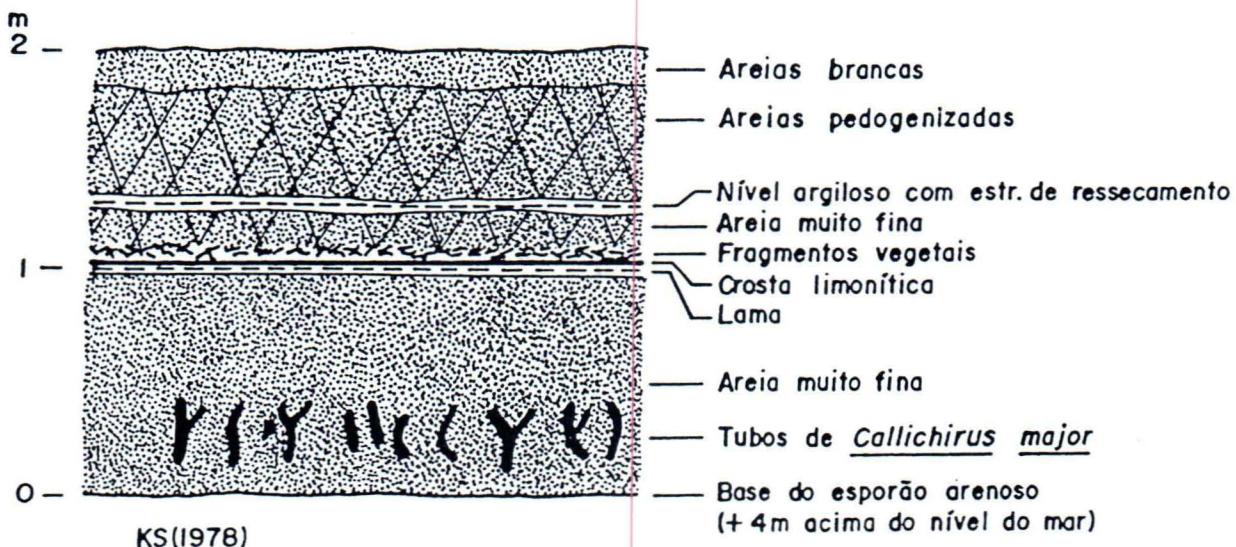


Figura 20 - Detalhes das estruturas do topo da Formação Cananéia (MARTIN & SUGUIO 1978a).

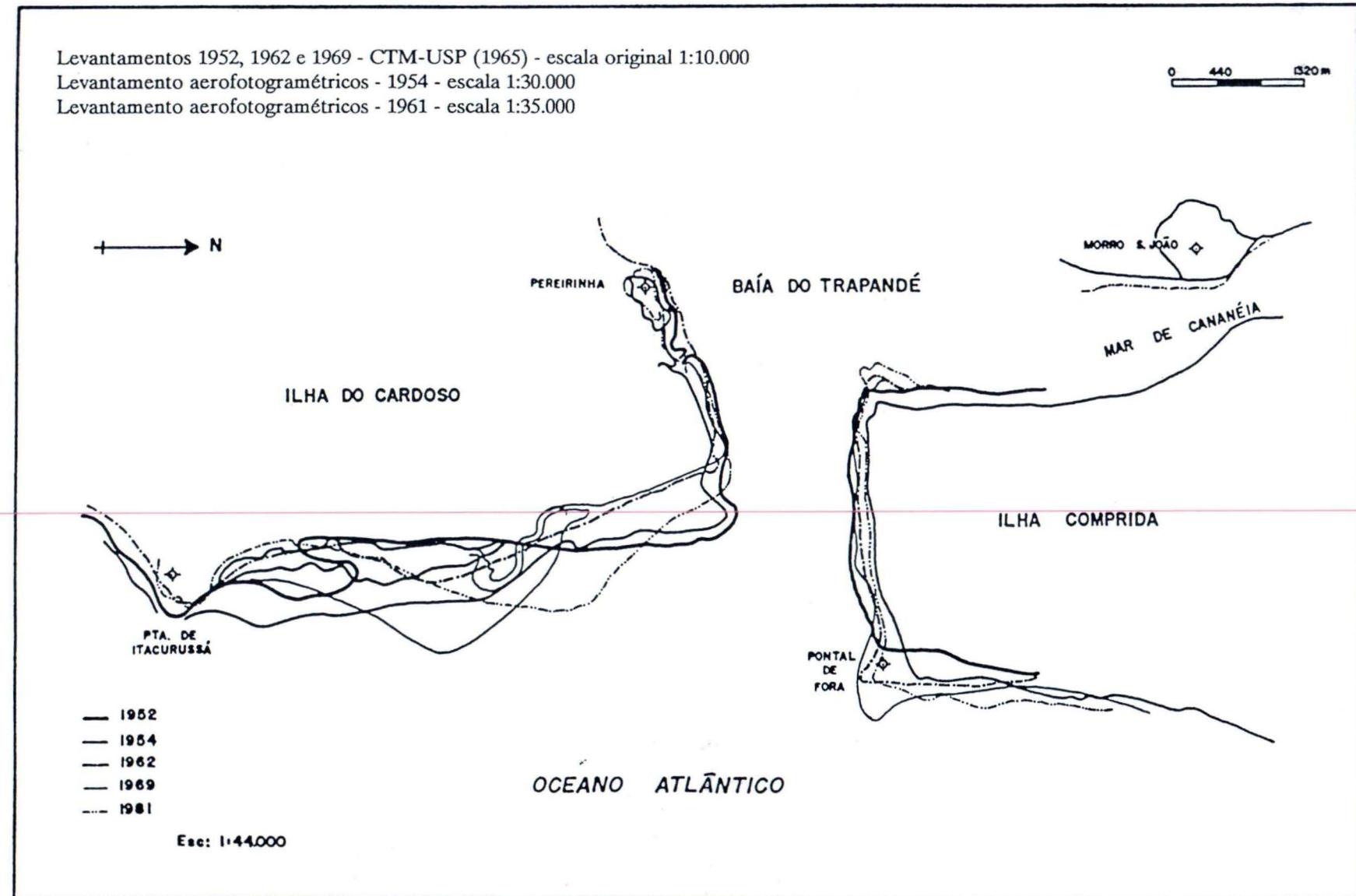


Figura 21 - Variações na configuração da linha de costa na desembocadura lagunar, de 1954 a 1981, a partir da análise de fotografias aéreas.

Segundo dia

Saída de Cananéia, rumo à Pariquera-Açu, pela Rodovia SP-226. A partir de Pariquera-Açu iremos trafegar, rumo Iguape, pela SP-222, rodovia que cruza a planície costeira de Cananéia-Iguape, na sua porção situada no continente.

Parada nº 1

Local - Vila de Subaúma - entre Pariquera-Açu e Iguape

Afloramento da Formação Cananéia, com cerca de 4m de altura, localizado às margens do ribeirão Subaúma no mar Pequeno, canal que separa a ilha Comprida do continente.

Parada nº 2

Local - Vila Momuna

Sedimentos lagunares holocênicos depositados em áreas erodidas da Formação Cananéia. Sondagens realizadas permitiram observar a deposição das argilas holocênicas sobre os sedimentos arenosos e as argilas transicionais da Formação Cananéia (MARTIN & SUGUIO 1978a - Fig.22).

Parada nº 3

Local - Valo Grande - Iguape

Junto à cidade de Iguape, separando-a do continente, existe um canal artificial (Valo Grande), que ligava o rio Ribeira de Iguape diretamente à região lagunar. Aberto manualmente nos anos de 1820-30, com pequena largura e profundidade (alguns metros), teve em cerca de 150 anos sua largura ampliada, até cerca de 200m, pela erosão das águas fluviais e marinhas. No segundo semestre de 1978 foi construída uma barragem, impedindo o livre acesso das águas do rio Ribeira de Iguape à região lagunar. Estimativas realizadas nessa época nos dão conta de que, no período imediatamente anterior ao fechamento, cerca de 60% do volume líquido do rio fluía através do canal do Valo Grande, enquanto apenas 40% seguia pelo canal natural do rio rumo a sua foz.

Parada opcional

Local - Morro de Icapara - vista do Mirante do Cristo

Vista geral da planície costeira, da ilha Comprida, das feições arenosas do canal do mar Pequeno e da desembocadura lagunar de Icapara.

Parada nº 4

Local - ilha de Iguape - atrás do morro de Icapara

Terraço arenoso com mais de 13m de altura que, segundo MARTIN *et al.* (1988), poderia estar relacionado a paleoníveis marinhos mais altos, ou seja, provavelmente anteriores a 120.000 anos A.P., contemporânea à Barreira II do Rio Grande do Sul.

Parada nº 5

Local - proximidade da desembocadura lagunar de Icapara

Terraço holocênico construído pela ação das ondas, embutido nas areias marinhas pleistocênicas da Formação Cananéia. Na base do terraço holocênico são encontrados finos leitos de fragmentos vegetais. O mecanismo de deposição desses fragmentos é similar ao observado na praia atual na forma de marcas de espraiamento (*swash mark*). Uma amostra coletada 20cm acima do nível do mar atual, foi datada em 3.370 ± 100 anos A.P.(Gif-3430). Uma segunda amostra, coletada a poucos metros da primeira, foi datada em 3.700 ± 140 anos A.P.(Ba-445). Esta segunda amostra estava recoberta por cerca de 2,5m de areias marinhas sugerindo ter sido depositada durante o evento transgressivo. Nivelamentos altimétricos mostram que o limite interno do terraço holocênico, em contato com o afloramento das areias pleistocênicas da Formação Cananéia, encontra-se cerca de 3m acima do nível do mar atual. Entretanto, esta cota na transgressão holocênica foi atingida à cerca de 3.770 anos A.P. Portanto, podemos supor que a formação do terraço holocênico tenha ocorrido conforme o esquema da Fig.23.

Os fragmentos vegetais devem ter sido depositados durante níveis marinhos pouco superiores ao atual, sendo rapidamente recobertos pelas areias erodidas do terraço pleistocênico. Esta rápida cobertura favoreceu a preservação desses níveis orgânicos. Portanto, o terraço holocênico se desenvolveu durante a subida do nível do mar, acompanhado da progressiva erosão, pelas ondas, do terraço pleistocênico.

Retorno a São Paulo pela Rodovia Régis Bittencourt.

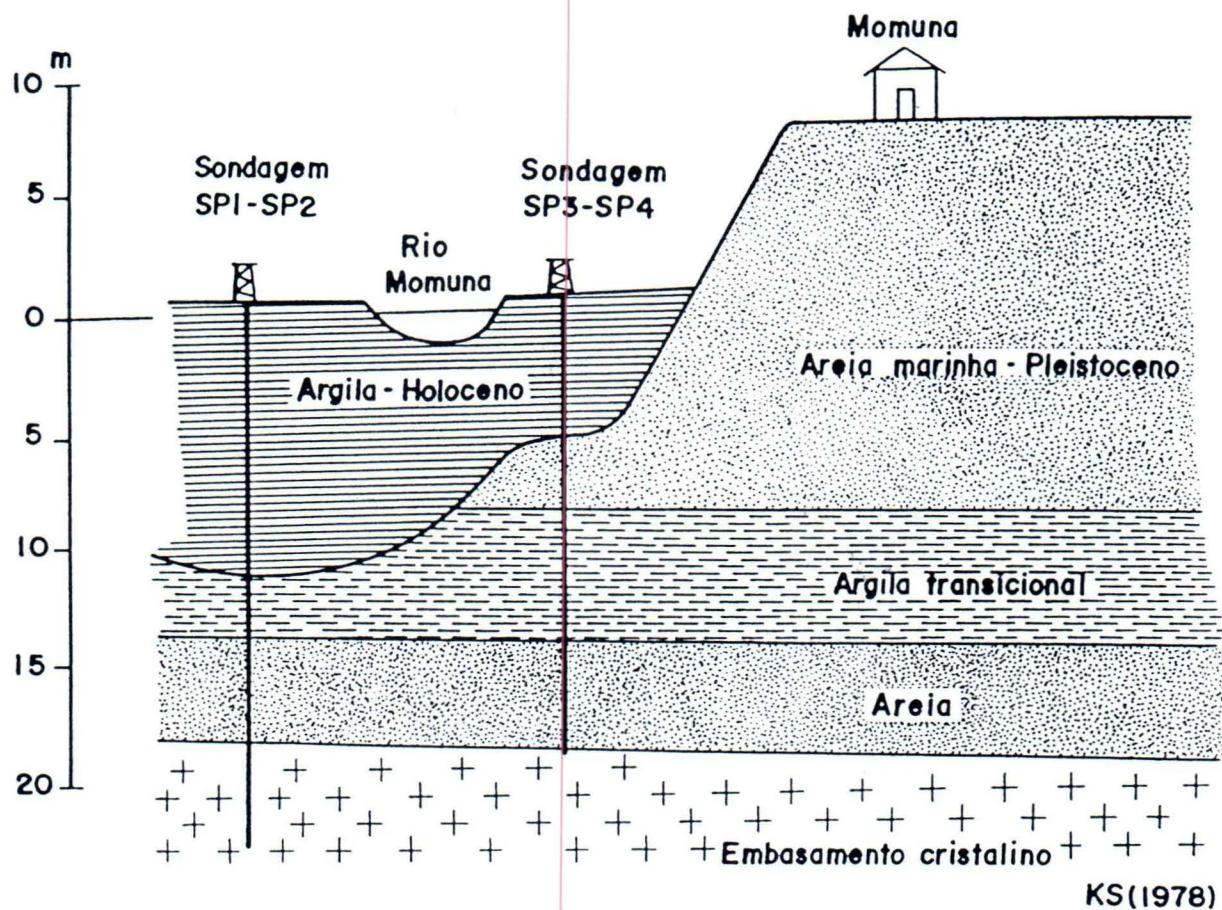


Figura 22 - Argilas lagunares holocênicas preenchendo porções erodidas da Formação Cananéia (Vila Momuna) (MARTIN & SUGUIO 1978a).

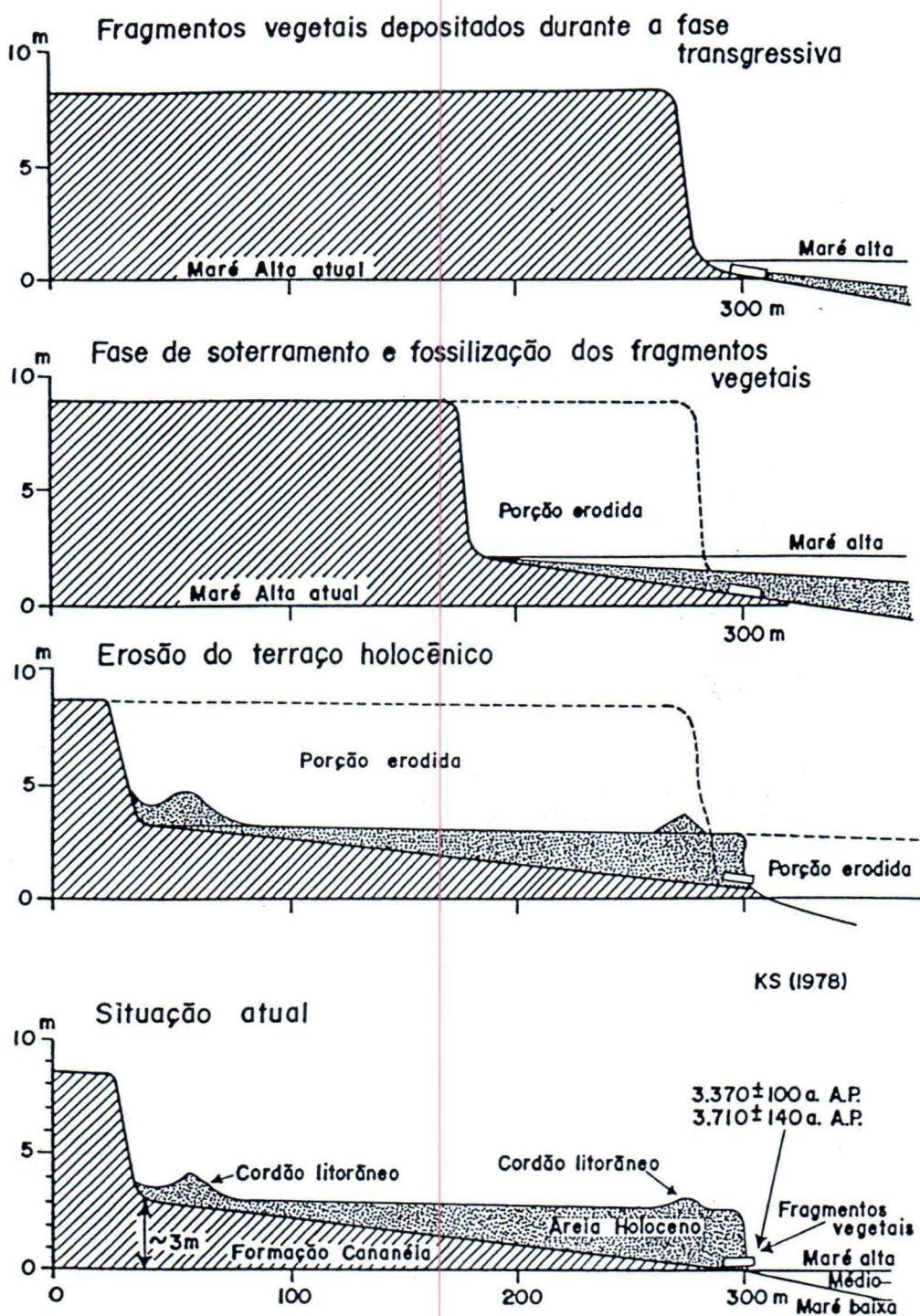


Figura 23 - Esquema evolutivo do terraço de construção holocênica da desembocadura lagunar de Icapara (Ilha de Iguape) (MARTIN & SUGUIO 1978a).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 51:117-142.
- BIGARELLA, J.J. 1965. Subsídios para o estudo das variações do nível oceânico no Quaternário Brasileiro. *An. Acad. bras. Ci.*, 37(suplemento):263-278.
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R. 1965. Contribuição ao estudo da Formação Pariquera-Açu, Estado de São Paulo. *Boletim Paranaense de Geografia*, 16/17:17-41.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; VILAS-BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. 1979a. Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia, Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY. São Paulo, 1978. Proceedings... São Paulo. p.232-253.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M.; MARTIN, L. 1979b. Geologia dos depósitos quaternários do litoral do Estado da Bahia. In: INDA, H. ed. *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia*. Salvador, Secretaria de Minas e Energia, Salvador, p.1-21.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L.; FERREIRA, Y.A. 1982a. Evolução do "delta" do rio São Francisco (SE/AL) durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar. In: SIMPÓSIO DO QUATERNARIO NO BRASIL, 4. Rio de Janeiro, 1982. *Atas...* Rio de Janeiro. p.49-68.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FERREIRA, Y.A. 1982b. O Quaternário do Estado de Sergipe. In: CONG.BRAS.GEOL., 32. Salvador, 1982. *Breves comunicações...* Salvador, SBG. v.2, p.92.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FERREIRA, Y.A. 1983a. Evolução paleogeográfica quaternária da costa do Estado de Sergipe e sul da costa do Estado de Alagoas. *Rev.Bras.Geoc.*, 13(2):93-97.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FERREIRA, Y.A. 1983b. Mapa do Quaternário costeiro. In: *Mapa geológico de Sergipe, escala 1:250.000*. Departamento Nacional da Produção Mineral e Secretaria de Indústria, Comércio e Turismo.
- BRANNER, J.C. 1904. The stone reefs of Brazil, their geological and geographical relations. *Bulletin Museum Comp. Zool.*, vol. 44, Geol.Ser. 7.
- BRASCONSULT, S/A. 1964. Plano de desenvolvimento do vale do Ribeira e Litoral Sul - comentário sobre a formação geológica regional. *Separata*, 3a. parte, Cap. 2.
- BRUNN, P. 1962. Sea level rise as a cause of shore erosion. American Society of Civil Engineers Proceedings. *Journal of Waterways and Harbors Division*, 88:117-130.
- BUTLER, L.W. 1970. Shallow structure of the continental margin, southern Brazil and Uruguay. *Geological Society of America Bulletin*, 81:1079-1096.
- CORRA, I.C.S. 1978. Morfologia e sedimentologia da plataforma continental entre São Paulo e Santa Catarina. Porto Alegre, 147p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul).
- DAVIES, J.E. 1972. Geographical variation in coastal development. In: CLAYTON, K.M. ed., *Geomorphology*. New York, Longman, 204 p.
- DOMINGUEZ, J.M.L. 1983. *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*. Salvador, 73p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia).
- DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. 1982a. Evolução paleogeográfica do delta do rio Jequitinhonha durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar. In: SIMP.QUATERNÁRIO NO BRASIL, 4. Rio de Janeiro, 1982. *Atas...* Rio de Janeiro, p.69-83.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L.; BITTENCOURT,A.C.S.P.; FERREIRA, Y.A.; FLEXOR, J.M. 1982b. Sobre a validade da utilização do termo delta para designar as planícies costeiras associadas às desembocaduras dos grandes rios brasileiros. In: CONG.BRAS.GEOL., 32. Salvador, 1982. *Breves Comunicações...* Salvador, SBG. v.2, p.92.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L. 1983. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas a desembocaduras dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Rev.Bras.Geoc.*, 13(2):93-105.
- DUBOIS, R.N. 1976. Nearshore evidence in support of the Brunn rule on shore erosion. *Journal of Geology*, 84:485-491.
- DUBOIS, R.N. 1977. Predicting beach erosion as a function of rising water level. *Journal of Geology*, 85:470-476.
- FLEXOR, J.M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K. 1979. Utilisation du rapport isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ comme indicateur d'oscillations lagunaires. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY. São Paulo, 1978. Proceedings... São Paulo, p.358-375.
- FREITAS, R.O. 1951. Ensaio sobre a técnica moderna do Brasil. *Bol. FFCL-USP*, 130:120p.
- FULFARO, V.J.; SUGUIO, K.; PONANO, W.L. 1974. A gênese das planícies costeiras paulistas. In: CONG. BRAS.

- GEOL., 28. Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre. v.3, p.37-42.
- GEOBRÁS, S/A. 1966. *Complexo Vale Grande, Mar Pequeno e Rio Ribeira de Iguape*. Relatório Geobrás S/A, Engenharia e Fundações para o Serviço do Vale do Ribeira do Departamento de Águas e Energia Elétrica/SP, 2 volumes.
- HARTT, C.F. 1870. *Geology and physical geography of Brazil*. Boston, Fields, Osgood. Co., 625p.
- KING, C.A.M. 1972. *Beach and coasts*. Londres, Edward Arnold, 570p.
- KOMAR, P.D. 1973. Computer models for delta growth due to sediment input from rivers and longshore transport. *Geological Society of America Bulletin*, 84:2217- 2226.
- KOMAR, P.D. 1976. *Beach processes and sedimentation*. Nova Jersey, Prentice Hall, Inc., 429p.
- LABOREL, J. 1979. Fixed marine organisms as biological indicators for the study of recent sea-level and climate variations along the Brazilian tropical coast. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY. *Proceedings...* São Paulo, 1978. p.193-211.
- LARRAS, J. 1981. *Cours d'hydraulique maritime et de travaux maritimes*. Paris, Dunod, 459p.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1975. The State of São Paulo costal marine Quaternary geology - the ancient strandlines. International Symposium on the Quaternary. *An Acad. bras. Ci.*, 47(Suplemento):249-263.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1976a. Étude préliminaire du Quaternaire marin: comparaison du littoral de São Paulo et Salvador, Brésil. *Cahier ORSTOM, Paris, Série Gologie*, VIII(1):33-47.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1976b. Les variations du niveau de la mer au Quaternaire Récent dans le sud de l'état de São Paulo: utilisation des "sambaquis" dans la détermination d'anciennes lignes de rivage holocènes. In: CONGRÉS INTERNATIONAL DES AMERICANISTES, 42. Paris, 1976. *Actes...* Paris. v.9, p.73-83.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1976c. O Quaternário marinho do litoral do Estado de São Paulo. In: CONG.BRAS.GEOL., 29. Belo Horizonte, 1976. *Anais...* Belo Horizonte, SBG. v.1, p.281-293.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1978a. Excursion route along the coastline between the town of Cananá (State of São Paulo) and Guaratiba outlet (State of Rio de Janeiro). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY. São Paulo, 1978. *Special Publication*. v.2, 97p.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1978b. Ilha Comprida: um exemplo de ilha-barreira ligada às flutuações do nível marinho durante o Quaternário. In: CONG.BRAS.GEOL., 30. Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v.2, p.905-912.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1986. Excursion route along the coastal plains of States of Paraná and Santa Catarina. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON SEA LEVEL CHANGES AND QUATERNARY SHORELINES. São Paulo, 1986. *Special Publication*. São Paulo. v.1, 124p.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1989. Excursion route along the Brazilian coast between Santos (State of São Paulo) and Campos (north of State of Rio de Janeiro). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GLOBAL CHANGES IN SOUTH AMERICA DURING THE QUATERNARY. São Paulo, 1989. *Special Publication*. São Paulo. v.2, 136p.
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. 1978. Introdução ao estudo do Quaternário do litoral da Bahia, trecho Salvador-Ilhéus. *Rev Bras. Geoc.*, 9(4):309-320.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. 1979a. Précautions sur l'utilisation des datations par le radiocarbone pour la reconstruction des anciens niveaux marins (additif et correctif: Le Quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananá (SP) et Barra de Guaratiba (RJ)). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY. São Paulo, 1978. *Proceedings...* São Paulo. p.332-342.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. 1979b. Le Quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananá (SP) et Barra de Guaratiba (RJ). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY. São Paulo, 1978. *Proceedings...* São Paulo. p.296-331.
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. 1980a. *Mapa geológico do Quaternário Costeiro do Estado da Bahia, escala: 1:250.000*. Salvador, Secretaria de Minas e Energia, 57p., 2 folhas (textos em Português e Francês).
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G.S. 1980b. Le Quaternaire marin brésilien (littoral pauliste, sud fluminense et bahianais). *Cahier ORSTOM, Paris, Série Gologie*, 9(1): 96-124.
- MARTIN, L.; VILAS-BOAS, G.S.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; FLEXOR, J.M. 1980c. Origine des sables et ges des dunes situées au nord de Salvador (Brésil): importance paloclimatique. *Cahier ORSTOM, Paris, Série Gologie*, 11(1):125-132.
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; FLEXOR, J.M.; SUGUIO, K.; VILAS- BOAS, G.S. 1981a. *Modification de la morphologie du littoral des états de Bahia et São Paulo (Brésil) en fonction des variations du niveau relatif de la mer*. Paris, Océanis, vol. 7, fasc. 4, p.409-414.
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G.S. 1981b. Diffrentiation sur photographies aériennes des terrasses sableuses pliocènes et holocènes du littoral de l'état de Bahia (Brésil). *Photo-interprétation*, 3, fasc. 4/5, 6p.
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G.S. 1982. Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira: datação do máximo da penúltima transgressão. *Cinéncias da Terra*, 1:16-17.
- MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L.; SUGUIO, K.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; FLEXOR, J.M. 1983. Schéma de la

- sedimentation quaternaire sur la partie centrale du littoral brésilien. *Cahier ORSTOM, Paris, Série Gologie*, 8(1):59-81.
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; FLEXOR, J.M.; VILAS-BOAS, G.S. 1984a. Evidência de um tectonismo quaternário nas costas do Estado da Bahia. In: CONG.BRAS.GEOL., 32. Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.1, p.19-35.
- MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; KOUSKY, V.; CAVALCANTE, I.F.A. 1984b. Inversion du sens du transport littoral enregistres dans les cordons littoraux de la plaine côtière du Rio Doce (Brésil): possible liaison avec des modifications de la circulation atmosphérique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, T.298, Série II, 1:25-27.
- MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; SUGUIO, K. 1984c. Enregistrement des périodes de fortes et faibles énergies l'embouchure d'un fleuve: le cas du rio Paraíba do Sul (Brésil) - implications paloclimatiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, T.299, Série II, p.661-664.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. 1984d. Informações fornecidas pelos sambaquis na reconstrução de paleolinhas de praia quaternária: exemplos da costa brasileira. *Revista Pré-História*, 6:128-147.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; DOMINGUEZ, J.M.L.; AZEVEDO, A.E.G. 1984e. Evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar. In: CONG.BRAS.GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.1, p.84-97.
- MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; BLITZKOW, W.D.; SUGUIO, K. 1985a. Geoid change indications along the Brazilian coast during the last 7, 000 years. In: INTERNATIONAL CORAL REEF CONGRESS, 5. Tahiti, 1985. *Proceedings...* Tahiti. v.3, p.85-90.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; TESSLER, M.G.; EICHLER, B.B. 1985b. Roundness in Holocene sands of the Paraíba do Sul coastal plain, Rio de Janeiro, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 1(1):343-351.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. 1986a. Relative sea level reconstructions during the last 7, 000 years along the states of Paraná and Santa Catarina coastal plain: additional informations derived from shell-middens. In: RABASSA, J. ed. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. Balkema. vol.4, p.219-236.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. 1986b. Shell-middens as a source for additional informations in Holocene shoreline and sea-level reconstruction : examples from the coast of Brazil. In: VAN DE PLASSCHE, O. ed. *Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data*. Norwich, Geobooks, p.503-521.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. 1988. Hauts niveaux marins pliocéniques du littoral brésilien. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 68:231-239.
- MASSAD, F. 1985. *Progressos recentes dos estudos sobre as argilas quaternárias da Baixada Santista*. São Paulo, Associação Brasileira de Mecânica dos Solos (ABMS), 21p.
- MELO, M.S. 1990. *A Formação Pariquera-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese*. São Paulo, 211p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- PETRI, S.; FULFARO, V.J. 1970. Nota sobre a geologia e terraços marinhos da ilha do Cardoso. *Notícias Geomorfológicas*, 10(20):21-31.
- PETRI, S.; SUGUIO, K. 1971. Some aspects of the Neocenozoic sedimentation in the Cananéia-Iguape lagoonal region, São Paulo, Brazil. *Estudos Sedimentológicos*, 1(1):25-33.
- PETRI, S.; SUGUIO, K. 1973. Stratigraphy of the Iguape-Cananéia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo, Brazil. Part II : Heavy mineral studies, microorganisms inventories and stratigraphical interpretations. *Boletim IG-USP*, 4:71-85.
- RICCOMINI, C.; TESSLER, M.G.; SUGUIO, K. 1987. Novas evidências de atividade tectônica moderna no sudeste brasileiro: os depósitos falhados da Formação Pariquera-Açu. *Publicação Ass.brasil Estudos Quaternário*, 2:29-42.
- RODRIGUES, S.A.; SUGUIO, K.; SHIMIZU, G.Y. 1985. Ecologia e paleoecologia de *Callichirus major* SAY(1918)-Crustacea, Decapoda, Thalassinidea. In: SEMINÁRIO REGIONAL DE ECOLOGIA. São Carlos, 1985. *Anais...* São Carlos. p.499-519.
- SCHAWRTZ, M.L. 1965. Laboratory study of sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal of Geology*, 73:528-534.
- SCHAWRTZ, M.L. 1967. The Bruun theory of sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal of Geology*, 75:76-92.
- SERVANT-VILDARY, S. & SUGUIO, K. 1990. Marine diatom study and stratigraphy of Cenozoic sediments in the coastal plain between morro da Juréia and "barra" do Una, State of São Paulo, Brazil. In: RABASSA, J. ed. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. Balkema, vol. 6, p.267-296.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1976a. Brazilian coastline Quaternary formations: the states of São Paulo and Bahia littoral zone evolutive schemes. *Proceedings of the International Symposium on Continental Margins of Atlantic Type. An.Acad.bras.Ci.*, 48:325-334.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1976b. Presença de tubos fósseis de *Callianassa* nas formações quaternárias do litoral paulista e sua utilização na reconstrução paleoambiental. *Boletim IG-USP*, 7:17-26.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1978a. Quaternary marine formations of the States of São Paulo and southern Rio de Janeiro. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY. São Paulo, 1978. *Special Publication...* São Paulo. v.1, 55p.

- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1978b. Mecanismos de gênese das planícies sedimentares do litoral do Estado de São Paulo. In: CONG.BRAS.GEOL., 29. Belo Horizonte, 1978. *Anais...* Belo Horizonte, SBG. v.1, p.295-305.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1978c. *Mapas das formações quaternárias do litoral paulista*, escala 1:100.000. São Paulo, Departamento de Águas e Energia Elétrica, 8 folhas.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1982a. Progress in research on Quaternary sea-level changes and coastal evolution in Brazil. In: SYMPOSIUM ON HOLOCENE SEA LEVEL FLUCTUATIONS, MAGNITUDE AND CAUSES. Columbia, 1982. *Proceedings...* Columbia. p.166-181.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1982b. Significance of Quaternary sea-level fluctuations for delta construction along the Brazilian coast. *Geo-Marine Letters*, 1(3/4):181-185.
- SUGUIO, K. & PETRI, S. 1973. Stratigraphy of the Iguape-Cananéia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo, Brazil. Part I: Field observations and grain size analysis. *Boletim IG-USP*, 4:1-20.
- SUGUIO, K. & TESSLER, M.G. 1987. Characteristics of a Pleistocene nearshore deposits; an example from the southern State of São Paulo coastal plain. In: RABASSA, J. ed. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. Balkema, vol. 5, p.257-268.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. 1980. Sea-level fluctuations during the past 6, 000 years along the coast of the State of São Paulo. In: MORNER, N.A. ed. *Earth rheology, isostasy and eustasy*. Wiley. p.471-486.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L. 1982. Evolução do "delta" do Rio Doce (ES) durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar. In: SIMP.QUATERNÁRIO NO BRASIL, 4. Rio de Janeiro, 1982. *Atas...* Rio de Janeiro. p.93-116,
- SUGUIO, K.; RODRIGUES, S.A.; TESSLER, M.G.; LAMBOOY, E.E. 1984. Tubos de "ophiomorphas" e outras feições de bioturbação na Formação Cananéia, Pleistoceno da planície costeira Cananéia-Iguape. In: LACERDA, L.D. et al. (orgs.) *Restingas - origem, estruturas, processos*. Niterói. p.111-122.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. 1985a. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Rev.Bras.Geoc.*, 15(4):273-286.
- SUGUIO, K.; TESSLER, M.G.; EICHLER, B.B.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. 1985b. Depositional mechanisms active during the Late Quaternary at the Paraíba do Sul river mouth area, State of Rio de Janeiro, Brazil. In: RABASSA, J. ed. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. Balkema, vol. 3, p.175-185.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G.. 1986. The Quaternary sedimentary deposits in the states of Paraná and Santa Catarina coastal plains. In: RABASSA, J. ed. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. Balkema, vol. 4, p.3-25.
- SUGUIO, K.; TESSLER, M.G.; FURTADO, V.V.; ESTEVES, C.A.; SOUZA, L.A.P. 1987. Perfilagens geofísicas e sedimentação na área submersa entre Cananéia e barra de Cananéia (SP). In: SIMP. ECOSSISTEMAS DA COSTA SUL E SUDESTE BRASILEIRA. *Síntese dos conhecimentos...* v. 2, p.234-241.
- SUNDARAM, D. & SUGUIO, K. 1985. Nota preliminar sobre uma assembléia mioflorística da Formação Pariquera-Açu, Estado de São Paulo. In: *Coletânea de trabalhos paleontológicos*. Série Geologia, 27, p.503-506. (Seção Paleontologia e Estratigrafia).
- SWIFT, D.J.P. 1976. Coastal sedimentation. In: STANLEY, D.J.; SWIFT, D.J.P. (eds.) *Marine sediments, transport and environmental management*. John Wiley Interscience. p.255-310.
- TOMAZELLI, J.L.; VILLWOCK, J.A.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A. 1982. Caracterização de um depósito praial pleistocênico na planície costeira do Rio Grande do Sul. In: CONG.BRAS.GEOL., 32. Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG. v.4, p.1514-1523.
- VAN ANDEL, T.H. & LABOREL, J. 1964. Recent high sea-level stand near recife, Brazil. *Science*, 145:580-581.
- VILAS-BOAS, G.S.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; FLEXOR, J.M. 1979. Paleoclimatic and paleogeographic evolution during the Quaternary of the part of the coast of the State of Bahia between Ilhéus and north of Salvador (Brazil). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY. São Paulo, 1979. *Proceedings...* São Paulo. p.254-263.
- VILAS-BOAS, G.S.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L. 1985. Leques aluviais pleistocênicos da região costeira do Estado da Bahia. *Rev.Bras.Geoc.*, 15(3):255-258.
- VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, J.L.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN FILHO, N.O.; BACHI, F.A.; DEHNHARDT, B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. In: RABASSA, J. ed. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. Balkema, vol.4, p.79-97.