

EVOLUÇÃO DA PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO PARAÍBA DO SUL (RJ) DURANTE O QUATERNÁRIO: INFLUÊNCIA DAS FLUTUAÇÕES DO NÍVEL DO MAR

Louis Martin

ORSTOM (França) e Departamento de Geofísica (O.N.) - Rua General Bruce, 586 - (20921) - Rio de Janeiro, RJ

Kenitiro Suguio

Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo - Caixa Postal, 20890 - (01498) - São Paulo, SP

Jean-Marie Flexor

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

José Maria Landim Dominguez

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

Antonio Expedito Gomes de Azevedo

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

ABSTRACT

Previous works on the central portion of the Brazilian coastline indicated that the relative sea level changes and the longshore currents have played an essential role in the construction of the coastal plains.

Detailed mapping and radiocarbon dating have allowed us to establish the different phases involved in the depositional history of the coastal plain situated at the Paraíba do Sul river mouth (State of Rio de Janeiro). Thus, it was possible to demonstrate that this coastal plain is partially of Pleistocene age (after 120,000 years B.P.)** and partially of Holocene age (after 7,000 years B.P.).

A submergence period before 5,100 years B.P. has been recorded by the formation of an extensive lagoon, within which the Paraíba do Sul river has constructed a huge delta. It was only after relative sea level drop, followed by the partial desiccation of the lagoon, that the Paraíba do Sul river reached directly to the open ocean, thus contributing to the construction of the Holocene sandy terraces.

On the other hand, it was possible to demonstrate that the river sands are being dominantly deposited at the north of the river mouth. Meanwhile, the marine terraces covered by beach ridges, situated at the south of the river mouth, have been constructed by sands derived from the adjacent inner shelf. The relative sea level drop propitiated the transference of sands from the shoreface to the beach, which were removed by the longshore currents and blocked by the Paraíba do Sul river flow.

Finally, evidence of Recent tectonic activities is represented by a subsidence area located at south of this coastal plain, affecting the Pleistocene marine terraces.

INTRODUÇÃO

Pesquisas realizadas por MARTIN e SUGUIO (1975; 1976a,b; 1978), SUGUIO e MARTIN (1976a,b; 1978a,b; 1981 e 1982), MARTIN et al. (1979a e 1980b) no litoral paulista e sul-fluminense, por SUGUIO et al. (1980, 1982) na metade norte do litoral capixaba, por BITTENCOURT et al. (1979a, b), MARTIN et al. (1978; 1979b; 1980a,b; 1982), VILAS-BOAS et al. (1981), DOMINGUEZ (1982) e DOMINGUEZ et al. (1982a,b) no litoral baiano e por BITTENCOURT et al. (1982a,b) no litoral sergipano e sul-alagoano, permitem adquirir um bom conhecimento dos mecanismos de sedimentação atuais nessas regiões durante o Quaternário.

U.R.S.I.U.M. Fonds Documentaire

Esses autores, apoiados em mapeamento geológico de detalhe e datações ao radiocarbono, puderam identificar testemunhos representativos de três períodos de níveis marinhos altos no decorrer do Quaternário.

Evidências do nível marinho alto mais antigo foram identificadas somente no litoral dos Estados da Bahia e Sergipe. Os únicos testemunhos deste evento, conhecidos até hoje, são uma linha de falésias entalhadas em sedimentos da Formação Barreiras (BIGARELLA e ANDRADE, 1964) e uma formação recifal não aflorante existente ao sul do Estado da Bahia. Na verdade, este nível marinho alto situava-se próximo ao atual, sem todavia ultrapassá-lo.

O seguinte nível marinho alto ocorreu há aproximadamente 120.000 anos, tendo atingido o seu máximo de 8 + 2m acima do atual (MARTIN et al., 1982). Extensos terraços arenosos, depositados após este nível alto, ocorrem ao longo de todo o litoral brasileiro.

A parte final do último nível alto encontra-se bem conhecida graças a numerosas datações ao radiocarbono. Esses dados têm permitido estabelecer as antigas posições ocupadas pelo nível relativo do mar e construir curvas de variação, em diversos setores homogêneos do litoral, para os últimos 7.000 anos (Fig. 1). Essas curvas apresentam formas comparáveis mas podem exibir diferenças de amplitudes. Em geral, o nível médio atual foi ultrapassado entre 6.500 e 7.000 anos A.P., tendo atingido o seu nível máximo, situado cerca de 4 a 5m acima do atual, há cerca de 5.100 anos. Em seguida, o nível relativo do mar retornou mais ou menos regularmente a sua posição atual apresentando, todavia, dois curtos períodos de elevação rápida entre 3.800 e 3.600 e entre 2.700 e 2.500 anos A.P.

Resumidamente, pode-se dizer que o litoral brasileiro tenha sido submetido à submersão até 5.100 anos A.P. e, em seguida, à emersão. Esta situação não é verificada no mundo inteiro pois, por exemplo, na costa atlântica e do golfo do México dos Estados Unidos, o nível relativo do mar nunca foi superior ao atual nos últimos 7.000 anos (Fig. 2). Então, é evidente que a evolução litorânea neste período não foi a mesma nas costas orientais dos Estados Unidos e do Brasil. As costas em submersão são caracterizadas pela existência de sistemas de ilhas-barreiras e lagunas e as costas em emersão pela presença de extensos terraços arenosos recobertos por cordões litorâneos.

Uma das características da parte central do litoral brasileiro reside na ocorrência de vastas planícies quaternárias, algumas das quais existentes nas desembocaduras dos rios mais importantes. Entre elas sobressaem as planícies encontradas nas desembocaduras dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ), tendo sido as três primeiras estudadas, recentemente, considerando-se a influência das flutuações do nível marinho quaternário (BITTENCOURT et al., 1982a; DOMINGUEZ et al., 1982 e SUGUIO et al., 1982). Esses estudos têm mostrado que o período de submersão, ocorrido antes de 5.100 anos A.P., conduziu à formação de ilhas-barreiras que isolaram do mar aberto lagunas mais ou menos extensas. Quando essas lagunas foram suficientemente grandes, como no caso do rio Doce, o curso fluvial que aí desembocava construiu importantes deltas lagunares. O período subsequente de emersão, após 5.100 anos A.P., tem sido caracterizado pela ressecção parcial ou total da laguna e pela acreção de cordões litorâneos à parte externa das ilhas-barreiras. Foi somente após a ressecção das lagunas que os cursos fluviais puderam atingir o mar e passaram a contribuir diretamente na construção de terraços arenosos.

Os sedimentos arenosos das regiões litorâneas em progradação são provenientes de duas fontes diferentes: a) sedimentos fornecidos pelo curso fluvial e b) sedimentos supridos pela plataforma continental

terna, em resposta ao abaixamento do nível marinho, segundo o princípio recíproco ao estabelecido por BRUUN (1962). Em ambos os casos, as correntes de deriva litorânea, dependendo da direção de incidência das frentes de onda na praia, irão transportar os sedimentos arenosos até que eles sejam bloqueados por um obstáculo que permitirá a sua sedimentação. Os fluxos fluviais junto às desembocaduras dos principais cursos fluviais constituem um desses obstáculos. De fato, em períodos de enchente, o jato de água junto à foz interromperá o transporte das areias, da mesma maneira que molhes artificiais perpendiculares às praias. Desse modo, haverá acumulação de areias do lado à montante e possível erosão no lado à jusante das correntes de deriva litorânea. Entretanto, na maior parte dos casos, a remoção será compensada pelo aporte de grossieiros do próprio curso fluvial (Fig. 3B). Em período de vazante, o obstáculo formado pelo fluxo fluvial irá praticamente desaparecer e as correntes de deriva litorânea irão provocar a construção de um esporão arenoso que tenderá a fechar a desembocadura. Ocorrerá também uma erosão parcial da parte saliente em relação ao alinhamento da praia, do depósito formado no período precedente (Fig. 3C). Se a fase de vazante, de energia mais fraca, tiver uma duração bastante longa, o esporão arenoso poderá atingir uma largura tal que lhe permitirá resistir, em parte, ao período de enchente subsequente, de alta energia. Em certos casos, só a extremidade do esporão arenoso será destruído e a barragem provocada pelo fluxo fluvial será deslocada no sentido das correntes de deriva litorânea, produzindo-se então nova acumulação (Fig. 3D).

Em todos os casos, onde as frentes de onda são oblíquas às praias, deve-se verificar uma assimetria entre as partes da planície costeira situadas de um lado e de outro da desembocadura fluvial. A porção à montante das correntes de deriva litorânea deverá ser formada por uma sucessão de cordões arenosos, enquanto que a porção à jusante será constituída por alternância de cordões arenosos e zonas argilo-orgânicas. Além disso, o deslocamento da desembocadura será registrado por uma sucessão escalonada de superfícies de discordância nos alinhamentos dos cordões. Por outro lado, as características morfológicas, principalmente os graus de arredondamento das areias deverão ser diferentes de um lado e de outro da desembocadura (MARTIN et al., 1984).

PLANÍCIE COSTEIRA QUATERNÁRIA DO RIO PARAÍBA DO SUL

A planície costeira quaternária existente na desembocadura do rio Paraíba do Sul estudada anteriormente por diversos pesquisadores (LAMEGO, 1955; BACOCOLI, 1971; ARAÚJO et al., 1975; DIAS e GORINI, 1980 e DIAS, 1981), apresenta uma área de cerca de 3.000 km² e suas dimensões máximas são de 120 km na direção N-S e de 60 km na direção E-W. Mapeamento geológico de detalhe e datações de amostras ao radiocarbono permitiram, aos autores deste trabalho identificar as seguintes unidades de sedimentação (Fig. 4):

TERRAÇOS MARINHOS PLEISTOCÊNICOS

Esses terraços são particularmente bem desenvolvidos na parte sul da planície, embora sejam também conhecidos testemunhos nas partes central e norte. As características fotogeológicas desses terraços são semelhantes às observadas nas áreas de terraços correlacionáveis, datados de 120.000 anos A.P., encontrados no litoral baiano (MARTIN et al., 1981).

Amostras de conchas e de fragmentos de madeira existentes dentro de sedimentos lagunares das zonas intercordões foram datadas de 6.000 ± 200 anos A.P. (Bah. 1003) e de 6.590 ± 200 anos A.P. (Bah.1004). Os cordões existentes na área de coleta não se tratam de depósitos de

"chénier" conforme interpretação de DIAS (1981), mas de cordões litorâneos pleistocênicos, cujas zonas intercordões foram ocupadas por lagunas ligadas ao último período de nível marinho mais alto de idade holocênica e os cordões desta época só poderiam ter sido formados após o nível máximo de 5.100 anos A.P. Além disso, conchas e fragmentos de madeira coletados nos sedimentos lagunares localizados entre o terraço arenoso da parte sul e a barreira litorânea atual foram datados de 6.930 + 240 anos A.P. (Bah. 1106), 6.620 + 240 anos A.P. (Bah. 1107), 6.590 + 250 anos A.P. (Bah. 1105) e de 6.000 + 230 anos A.P. (Bah. 1108). Então, é evidente que o terraço coberto de cordões é mais antigo que 6.600 anos A.P. e, portanto, ele é anterior ao último nível marinho mais alto (5.100 anos A.P.), podendo ser somente de idade pleistocênica (após 120.000 anos A.P.). Da mesma maneira, a zona baixa onde se acha instalada a laguna de Carapebus, que secciona os cordões pleistocênicos, não poderia ter sido escavada senão em um período de nível marinho nitidamente mais baixo que o atual, isto é, antes de 7.000 anos A.P.

TERRAÇOS MARINHOS HOLOCÊNICOS

Eles se acham especialmente desenvolvidos na porção norte da planície, em ambos os lados da desembocadura do rio Paraíba do Sul e são mais recentes que 5.100 anos A.P. Esses terraços holocênicos apresentam um aspecto bem diferente dos terraços pleistocênicos, quando vistos sobre fotografias aéreas.

Na metade sul da planície, os depósitos arenosos holocênicos são restritos a uma barreira arenosa única de alguns metros a dezenas de metros de largura. Esta diferença deve-se, em parte, a atividade tectônica recente, como será visto mais adiante.

SEDIMENTOS LAGUNARES

Na porção central da planície, ocupando as áreas de São Tomé e de lagoa Feia, ocorrem sedimentos argilo-orgânicos ricos em conchas. Numerosas datações ao radiocarbono (Tab. I) mostraram que as idades dessas conchas variam entre 7.000 e 5.000 anos A.P., que corresponde ao período de submersão caracterizada pela existência do complexo ilhas-barreiras e laguna, na área. As conchas coletadas em uma zona baixa e alongada paralelamente aos cordões litorâneos na porção norte da planície forneceram idades próximas de 2.500 anos A.P. Finalmente, conchas amostradas de quatro pequenas paleolagunas situadas na extremidade sul do terraço holocênico forneceram idades em torno de 3.000 anos A.P.

SEDIMENTOS FLUVIAIS

A porção central da planície é ocupada por sedimentos fluviais repousando diretamente sobre sedimentos lagunares. Esta situação foi confirmada por numerosas perfurações rasas (ARAÚJO et al., 1975). Entre Campos e São Tomé, são encontradas "cicatrices" de numerosos paleocanais no meio desses sedimentos fluviais.

Esses sedimentos apresentam todas as características de um antigo delta construído pelo rio Paraíba do Sul dentro da antiga laguna. LAMEGO (1955) havia atribuído este delta intralagunar a uma fase de "deflatação" do "tipo Mississipi", tendo esta idéia sido posteriormente endossada por ARAÚJO et al. (op. cit.). Entretanto, a formação de um delta daquele tipo ao longo de um litoral de alta energia de ondas, como o da região de Campos, é absolutamente impossível!!!

FASES EVOLUTIVAS DA PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO PARAÍBA DO SUL

Excetuando-se algumas diferenças locais devidas a fenômenos neo

TAB. I - Amostras de conchas e de madeira da planície costeira do rio Paraíba do Sul (RJ) datadas pelo método do radiocarbono.

a) Amostras coletadas nos sedimentos lagunares correspondentes à fase principal de submersão

Número de referência	Idade radiocarbono anos A.P.	Natureza das amostras	Número de laboratório
PS-06	7.060 ± 260	Conchas	Bah.1120
SD-10A	7.010 ± 250	Conchas	Bah.1005
PS-13	6.930 ± 240	Conchas	Bah.1106
SD-03	6.860 ± 250	Conchas	Bah. 995
SD-11	6.830 ± 250	Conchas	Bah.1007
PS-07	6.730 ± 260	Conchas	Bah.1121
PS-14	6.620 ± 240	Conchas	Bah.1107
PS-12	6.590 ± 250	Madeira	Bah.1105
PS-26	6.570 ± 250	Madeira	Bah.1133
PS-22	6.560 ± 260	Madeira	Bah.1135
PS-09	6.470 ± 240	Conchas	Bah.1123
PS-08	6.060 ± 240	Conchas	Bah.1122
PS-14A	6.000 ± 230	Conchas	Bah.1108
SD-10B	6.000 ± 200	Madeira	Bah.1003
PS-03	5.560 ± 230	Conchas	Bah.1117
PS-25	5.460 ± 230	Madeira	Bah.1132
PS-19	5.410 ± 230	Conchas	Bah.1109
SD-04A	5.140 ± 200	Conchas	Bah. 996

b) Amostras coletadas nas pequenas paleolagunas no meio dos cordões holocênicos

Laguna das Ostras

PS-15B	3.180 ± 180	Conchas	Bah.1113
PS-15A	3.120 ± 180	Conchas	Bah.1111
SD-05	2.940 ± 150	Conchas	Bah. 999

Laguna Salgada

SD-08	3.060 ± 150	Conchas	Bah.1002
PS-16	2.930 ± 180	Conchas	Bah.1114

Laguna da Flecha

SD-07	3.000 ± 150	Conchas	Bah.1001
-------	-------------	---------	----------

Laguna do Mololô

SD-06	3.000 ± 150	Conchas	Bah.1000
-------	-------------	---------	----------

c) Amostras coletadas na paleolaguna alongada paralelamente aos cordões situada no meio do terraço holocênico ao norte da foz (fase 3 de submersão)

PS-31	2.530 ± 170	Conchas	Bah.1098
PS-30	2.360 ± 180	Conchas	Bah.1097

d) Amostras coletadas nos cordões do terraço holocênico ao norte da foz

PS-42	4.390 ± 200	Conchas	Bah.1094
PS-41	4.380 ± 200	Conchas	Bah.1093
PS-35	3.850 ± 200	Conchas	Bah.1102
PS-33	2.110 ± 200	Conchas	Bah.1100
PS-32	1.980 ± 190	Conchas	Bah.1099
PS-34	1.070 ± 160	Conchas	Bah.1101

Observações:- Apenas algumas das amostras datadas, constantes desta tabela, foram mencionadas no texto.

- Por outro lado, nem todas as amostras citadas no texto estão contidas nesta tabela.

tectônicos, as fases evolutivas da planície costeira do rio Paraíba do Sul são bastante semelhantes às de formação da planície do rio Doce, anteriormente estudada por SUGUIO et al. (1982) e MARTIN et al. (1983), compreendendo as seguintes etapas:

PRIMEIRA FASE:

Há cerca de 120.000 anos A.P., correspondente ao máximo da penúltima transgressão (transgressão Cananéia de SUGUIO e MARTIN, 1978a), o nível relativo do mar deveria situar-se a 8 + 2m acima do atual. Nesta fase, a planície costeira ainda não existia e todos os vales entalhados nos sedimentos da Formação Barreiras ou nas rochas do Embasamento Cristalino pré-cambriano foram invadidos pelo mar, desenvolvendo-se numerosas lagunas. A ingressão máxima do mar, nesta fase, é demarcada por uma linha de falésias entalhada nos sedimentos da Formação Barreiras.

SEGUNDA FASE:

Após 120.000 anos A.P., o nível do mar inicia a descida, quando foram construídos terraços arenosos recobertos por cordões litorâneos. Ao norte e ao sul esses terraços estão diretamente encostados nos sedimentos da Formação Barreiras. A medida que ocorria o abaixamento do nível relativo do mar, instalava-se uma rede hidrográfica sobre a planície costeira, escavando vales talvez profundos.

TERCEIRA FASE:

A partir de 18.000 anos A.P. (máximo da última glaciação quaternária de maior amplitude que atingiu o hemisfério norte) o nível do mar iniciou uma subida muito rápida. No decorrer desta fase transgressiva, a maior parte da planície costeira pleistocênica foi destruída.

A partir de 7.000 anos A.P., iniciou-se a formação da planície costeira holocênica, pelo assoreamento parcial de uma vasta paleolaguna separada do mar aberto por ilhas-barreiras, de maneira semelhante ao que ocorria na planície costeira do rio Doce. Evidentemente, as ilhas-barreiras daquela época deveriam localizar-se em posição mais externa, tendo atingido a sua posição final por volta de 5.000 anos A.P.

As zonas baixas da Formação Barreiras e os vales escavados nos terraços pleistocênicos foram, nesta fase, invadidos pelo mar, formando-se numerosas lagunas alongadas.

QUARTA FASE:

A partir de 5.100 anos A.P., o abaixamento do nível relativo do mar foi acompanhado pela transferência de areias da plataforma continental interna para a praia (processo recíproco à lei de BRUUN, op. cit.). Essas areias foram retrabalhadas pelas correntes de deriva litorânea, tendo contribuído na construção de terraços arenosos holocênicos.

A ressecção parcial da extensa laguna, cujo testemunho atual é representado pela lagoa Feia, ocorreu não somente pelo abaixamento do nível relativo do mar, mas também, pelo aporte fluvial do rio Paraíba do Sul, que nesta época despejava totalmente os seus sedimentos na paleolaguna, construindo um grande delta. Entretanto, é possível que já antes de 4.400 anos A.P., um braço do rio Paraíba do Sul atingisse diretamente o mar aberto.

Os períodos de submersão acelerada ocorridos entre 3.800 e 3.600 e 2.700 e 2.500 anos A.P. devem ter provocado uma descontinuidade na construção dos terraços holocênicos. De fato, nota-se no terraço holocê

nico situado ao sul da desembocadura, a existência de uma zona baixa paralela ao alinhamento dos cordões, que atravessa todo o terraço. Até o momento, não se dispõe de dados sobre a época de formação desta zona baixa, que se situa mais para o interior que as lagunas Salgada, das Ostras, da Flecha e Mololô, algumas das quais ainda contendo água, que foram datadas de cerca de 3.000 anos A.P. Então, pode-se pensar que corresponda à fase de elevação rápida do nível relativo do mar produzida entre 3.800 e 3.600 anos A.P.

Na parte do terraço holocênico ao norte da desembocadura atual existe também uma zona baixa paralela ao alinhamento dos cordões litorâneos. As conchas dos sedimentos lagunares desta zona foram datados de 2.530 ± 170 (Bah. 1098) e 2.360 ± 180 anos A.P. (Bah.1097). Essas idades parecem indicar que esta laguna tenha se formado durante a submerção rápida que ocorreu entre 2.700 e 2.500 anos A.P.

DINÂMICA DA DESEMBOCADURA DO RIO PARAÍBA DO SUL

Na região atuam ondas de duas orientações diferentes. A primeira, que provém de S-SE, está ligada à penetração de massas de ar polar através do continente sul-americano. Ela é especialmente freqüente durante o outono e inverno. A segunda, vinda de NE, está ligada aos ventos alísios. A onda de S-SE é muito mais atuante, desempenhando um papel predominante no transporte litorâneo.

Por vezes, nota-se a superposição dos dois padrões mas, mesmo neste caso, a ação das ondas de S-SE é predominante. Este padrão de ondas explica a geometria dos cordões litorâneos holocênicos de ambos os lados da desembocadura do rio Paraíba do Sul (DOMINGUEZ et al.,1983), que indicam um transporte constante de areias do sul para o norte, no decorrer dos últimos 5.000 anos. O bloqueio, destes materiais por um dique perpendicular à praia, construído há cerca de dois anos para proteção da entrada de barra do Furado, evidencia a continuidade do processo até os dias de hoje. De fato, verifica-se uma sedimentação acelerada de areias ao sul e erosão ao norte deste dique.

A Fig. 5, que apresenta a zona da desembocadura do rio Paraíba do Sul, mostra a existência de:

a) Acentuada assimetria entre partes norte e sul da desembocadura. A parte sul é saliente, sendo formada por empilhamento de cordões litorâneos. A parte norte é reentrante, sendo formada por alternância de zona: arenosas e argilo-orgânicas.

b) Esporão arenoso que tende a fechar a desembocadura fluvial. A construção do esporão arenoso é acompanhada por erosão do litoral (Fig. 3C), com destruição de muitas casas em Atafona. A linha de praia da região de Atafona recuou cerca de 100m em 20 anos (1956 a 1976). Em fevereiro de 1976 (situação mostrada na Fig. 3C), que correspondeu a um período de enchente do rio Paraíba do Sul, o esporão arenoso foi destruído até próximo a sua "raiz". Em fevereiro de 1981, um novo esporão arenoso tinha atingido cerca de 300m de comprimento.

c) Escalonamentos (degraus) muito nítidos e discordâncias entre os alinhamentos dos cordões litorâneos correspondentes a fases de erosão, que acompanham a formação dos esporões arenosos (Fig. 3D).

O bloqueio do transporte litorâneo é exercido pelo fluxo fluvial do rio Paraíba do Sul, conforme pôde ser demonstrado de maneira incontestável através dos graus de arredondamento de grãos arenosos de um lado e de outro da desembocadura (MARTIN et al., 1984 e SUGUIO et al., 1984).

EVIDÊNCIAS DE ATIVIDADE TECTÔNICA RECENTE

É possível dividir a planície costeira do rio Paraíba do Sul em duas partes através de uma linha que passa ao sul do eixo Campos-São Tomé (Fig. 4).

Ao norte desta linha, o terraço arenoso holocênico é bem desenvolvido em ambos os lados da desembocadura do rio Paraíba do Sul. Ao sul desta linha, os depósitos arenosos holocênicos são praticamente restritos a uma barreira de alguns metros de largura. Existem indicações de que a barreira arenosa, ao sul de São Tomé, continua a se deslocar rumo ao continente, avançando sobre os sedimentos lagunares, sugerindo ser um trecho em subsidência. De fato, conhecem-se depósitos de sedimentos lagunares recobertos pelas areias da praia atual.

Amostras de conchas coletadas nesses sedimentos lagunares foram datadas de 6.620 ± 240 anos A.P. (Bah. 1107) e 6.000 ± 230 anos A.P. (Bah. 1108). Além disso, o topo da barreira arenosa atual situa-se claramente acima da superfície do terraço pleistocênico.

Na extremidade sul da planície, onde não ocorrem lagunas entre o terraço pleistocênico e a praia atual, pode-se constatar claramente que areias holocênicas de cor amarelada estão avançando sobre areias brancas do terraço pleistocênico. O terraço pleistocênico, nesta região, caracteriza-se por uma altitude anormalmente muito baixa.

O mapa Bouguer (Fig. 6) mostra que efetivamente existem duas regiões distintas, delimitadas pelo eixo Campos-São Tomé; ao norte tem-se valores positivos e ao sul valores negativos. A porção norte da planície parece ser mais ou menos estável, enquanto que a porção sul estaria atualmente em subsidência.

CONCLUSÕES

O estudo detalhado da planície costeira situada na desembocadura do rio Paraíba do Sul mostrou que ela apresenta depósitos sedimentares de idades pleistocênicas e holocênica.

Foi possível evidenciar algumas fases evolutivas na construção da parte holocênica. Durante o período de submersão (antes de 5.100 anos A.P.), ter-se-iam formado um sistema de ilhas-barreiras e laguna, levando o rio Paraíba do Sul a construir um vasto delta intralagunar.

Após 5.100 anos A.P., o nível relativo do mar vem sofrendo um abaixamento contínuo havendo, em consequência, transferência de areias da plataforma continental interna para a praia, contribuindo na formação de cordões litorâneos que foram acrescidos à parte externa das ilhas-barreiras.

Foi somente com a ressecação parcial da laguna, em função do abaixamento do nível relativo do mar, que o rio passou a desembocar diretamente em oceano aberto. Foi demonstrado também que as areias transportadas pelo curso fluvial têm contribuído principalmente na construção do terraço holocênico ao norte da desembocadura, enquanto que o terraço holocênico ao sul da desembocadura foi suprido principalmente pelas areias provenientes da plataforma continental interna. O fluxo fluvial do rio Paraíba do Sul teria barrado essas areias retrabalhadas por correntes de deriva litorânea.

Ocorre, na área, evidência de atividade tectônica recente, que se traduz pela subsidência da planície pleistocênica ao sul do alinhamento Campos-São Tomé.

BIBLIOGRAFIA

- ARAÚJO, M.B.; BEURLIN, G.; PIAZZA, H.D.; CUNHA, M.C.C. & SANTOS, A.S., 1975 - Projeto Rio Paraíba do Sul: Sedimentação deltaica holocênica. Petrobrás, RPBa, DIREX nº 1649, DEXPRO/DIVEX, 2 volumes, Rio de Janeiro.
- BACOCOLI, G., 1971 - Os deltas marinhos holocênicos brasileiros: Uma tentativa de classificação. Bol. Técn. Petrobrás, 14:5-38, Rio de Janeiro.
- BIGARELLA, J.J. & ANDRADE, G.O. 1964 - Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). Univ. Recife, Arq. Inst. Ciên. Terra 2:2-14, Recife.
- 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: K. Suguio, M.R.M. Meis & M.G. Tessler (eds.) Atas IV Simpósio Quaternário do Brasil: 49-68, Rio de Janeiro.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L. & FERREIRA, Y. A., 1982b - O Quaternário Costeiro do Estado de Sergipe. XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Bol. 2, Breves Comunicações: p.92, Salvador.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; VILAS-BOAS, G.S. & FLEXOR, J.M., 1979a - The marine formations of the coast of the State of Bahia, Brazil. In: K. Suguio, T.R. Fairchild, L. Martin & J.M. Flexor (ed.) Proceedings of the "1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary": 232-253, São Paulo.
- 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. Textos Básicos, vol. 1:1-21, Salvador.
- BRUNN, P., 1962 - Sea level rise as a cause of shore erosion. Amer. Soc. Civil Engrs. Proceedings, Jour. Waterways and Harbors Div. 88:117-130.
- DIAS, G.T.M., 1981 - O complexo deltaico do rio Paraíba do Sul. In: K. Suguio, (ed.) Publicação Especial nº 2:38-88, IV Simpósio Quaternário no Brasil, Rio de Janeiro.
- DIAS, G.T.M. & GORINI, M.A., 1980 - A Baixada Campista: Estudo morfológico dos ambientes litorâneos. Anais XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, vol. 1:588-602, Camboriú (SC).
- DOMINGUEZ, J.M.L., 1982 - Influência das variações do nível relativo do mar durante o Quaternário na construção da planície costeira do rio Jequitinhonha (BA). Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia: 73 p., Salvador.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. & MARTIN, L., 1982a - Esquema evolutivo da sedimentação quaternária e feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). Rev. Bras. Geociênc. 11(4):225-237, São Paulo.
- 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 às desembocaduras dos rios São Francisco, Jequitinhonha, Doce e Paraíba do Sul. Rev. Bras. Geociênc. 13(2):98-105, São Paulo.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L. & BITTENCOURT, A.C.S.P., 1982b - Evolução paleogeográfica do "delta" do rio Jequitinhonha (BA) durante o Quaternário: Influência das variações do nível do mar. In: K. Suguio,

- M.R.M.Meis e M.G. Tessler (eds.), Atas IV Simpósio Quaternário do Brasil: 69-92, Rio de Janeiro.
- LAMEGO, A.R., 1955 - Geologia das quadrículas de Campos, São Tomé, La goa Feia e Xexêu. Div. Geol. Min., DNPM, Bol. 154, Rio de Janeiro.
- 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. Geociênc. 9(4):309-320, São Paulo.
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. & VILAS-BOAS, G.S., 1981 - Différentiation sur photographies aériennes des terrasses sableuses marines pléistocènes et holocènes du littoral de l'état de Bahia, Brésil. Photo Interprétation, n° 3, fasc. 4-5, Paris.
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. & VILAS-BOAS, G.S., 1982 - Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira: Datação da penúltima transgressão. Ciências da Terra n° 1:16-17, Salvador.
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G.S. & FLEXOR, J.M., 1980a- Mapa Geológico do Quaternário Costeiro do Estado da Bahia. Gov. do Est. da Bahia, SME, 2 folhas 1:250.000 com texto explicativo em francês e português, Salvador.
- MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L.; SUGUIO, K.; BITTENCOURT, A.C.S.P. & FLEXOR, J.M., 1983 - Schéma de la sédimentation quaternaire sur la partie centrale du littoral brésilien. Cah. ORSTOM, Sér. Geol., Vol. XIII(1):59-81, Paris.
- MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; VILAS-BOAS, G.S.; BITTENCOURT, A.C.S.P. & GUIMARÃES, M.M.M., 1979b - Courbe de variation du niveau relatif de la mer au cours des 7000 dernières années sur un secteur homogène du littoral brésilien (nord de Salvador). In: K. Suguio, T.R. Fairchild, L. Martin & J.M. Flexor (eds.) Proceedings of the "1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary":264-274, São Paulo.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K., 1975 - The State of São Paulo coastal marine quaternary geology: The ancient strandlines. Anais Acad. Bras.Ciênc. 47 (suplemento):249-263, Rio de Janeiro.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K., 1976a - Étude préliminaire du Quaternaire marin: Comparaison du littoral de São Paulo et de Salvador de Bahia, Brésil. Cah. ORSTOM, Sér. Géol. Vol. VIII(1):33-47, Paris.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K., 1976b - O Quaternário Marinho do Estado de São Paulo. Anais XXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Vol.1:281-294, Ouro Preto, (MG).
- MARTIN, L. & SUGUIO, K., 1978 - Excursion route along the coastline between the town of Cananéia (State of São Paulo) and Guaratiba outlet (State of Rio de Janeiro). 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary Spec. Publ. n° 2:97 p., São Paulo.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K. & FLEXOR, J.M., 1979a- Le Quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananéia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ). In: K. Suguio, T.R. Fairchild, L. Martin & J.M. Flexor (eds.) Proceedings of the "1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary": 296-331, São Paulo.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; BITTENCOURT, A.C.S.P. & VILAS-BOAS, G.S., 1980a - Le Quaternaire marin brésilien (littoral pauliste, sud fluminense et bahianais). Cah. ORSTOM, Sér. Géol. Vol. XI(1):96-125, Paris.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; TESSLER, M.G. & EICHLER, B.B., 1984 - Significado geológico das variações dos graus de arredondamento das areias holocênicas da planície costeira do rio Paraíba do Sul XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro.

- SCHILLER, H., 1973 - Estratigrafia da Bacia de Campos. Anais XXVII Congresso Brasileiro de Geologia, Vol. 3:247-258, Aracajú.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L., 1976a - Brazilian coastline quaternary formations: The States of São Paulo and Bahia littoral zone evolutive schemes. Anais Acad. Bras. Ciênc. n° 48 (suplemento):325-334, International Symposium of Atlantic Type, São Paulo.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L., 1976b - Mecanismos de gênese das planícies sedimentares quaternárias do litoral do Estado de São Paulo. Anais XXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Vol. 1:295-305, Ouro Preto (MG).
- SUGUIO, K. & MARTIN, L., 1978a - Quaternary marine formations of the States of São Paulo and southern Rio de Janeiro. 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary Spec. Publ. n° 1:55 p., São Paulo.
- SUGUIO, L. & MARTIN, L., 1978b- Mapas das formações quaternárias do litoral paulista e sul fluminense. Governo do Estado de São Paulo, Secretaria de Obras e do Meio Ambiente, DAEE: 8 folhas coloridas em escala 1:100.000, São Paulo.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L., 1981 - Progress in research on Quaternary sea level changes and coastal evolution in Brazil. International Symposium Holocene Sea Level Fluctuations, Magnitude and Causes. (D. J. Colquhoun, ed.): 116-181, Univ. of South Carolina, Estados Unidos.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L., 1982 - Significance of Quaternary sea level fluctuations for delta construction along the Brazilian coast. Geomarine Letters Vol. 1(3/4):181-185.
- 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: K. Suguió, M.R.M.Meis & M.G. Tessler (eds.) Atas IV Simpósio Quaternário do Brasil: 93-116, Rio de Janeiro.
- 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 (Brazil). In: N.A. Mörner (ed.) Earth rheology, isostasy and eustasy. John Wiley and Sons: 471-486.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; TESSLER, M.G. & EICHLER, B. B., 1984. - Depositional mechanisms active during the Late Quaternary at the Paraíba do Sul river mouth area, State of Rio de Janeiro, Brazil. International Symposium on "Late Quaternary Sea Level Changes and Coastal Evolution", Mar del Plata, Argentina.
- VILAS-BOAS, G.S.; BITTENCOURT, A.C.S.P. & MARTIN, L., 1981 - Leques aluviais pleistocênicos da região costeira do Estado da Bahia. Apresentado XXXIII Reunião da Soc. Bras. Progr. Ciên. (SBPC), Salvador.

Obs.

- * - Entidade patrocinadora: Departamento de Geofísica do Observatório Nacional (CNPq) - Rio de Janeiro, RJ
- ** - B.P. = Before Present
- *** - A.P. = Antes do Presente

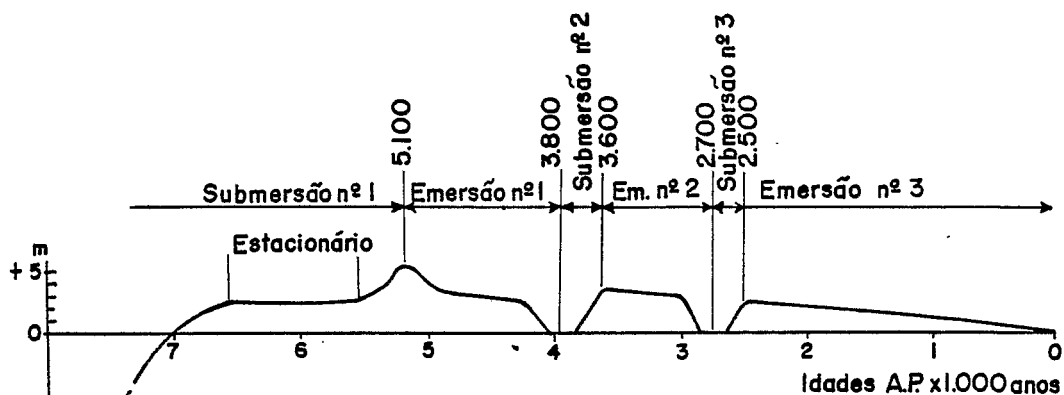


FIG. 1 - EXEMPLO DE CURVA DE VARIAÇÃO DO NÍVEL RELATIVO DO MAR NOS ÚLTIMOS 7.000 ANOS (N DE SALVADOR, BA).

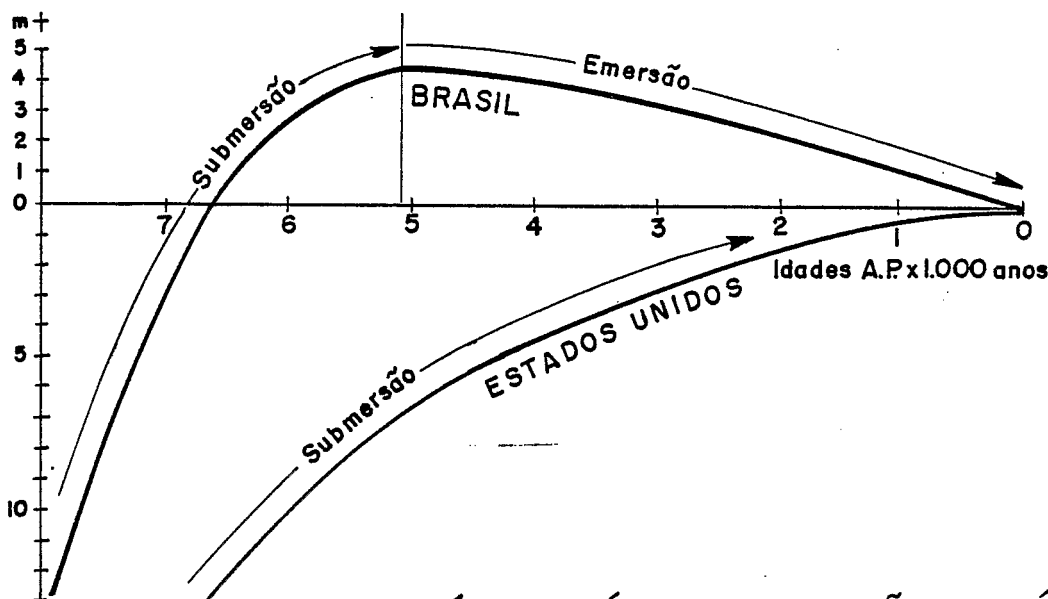


FIG. 2 - CURVAS ESQUEMÁTICAS MÉDIAS DE VARIAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR NA PORÇÃO CENTRAL DO LITORAL BRASILEIRO E COSTA SE DOS ESTADOS UNIDOS NOS ÚLTIMOS 7.000 ANOS.

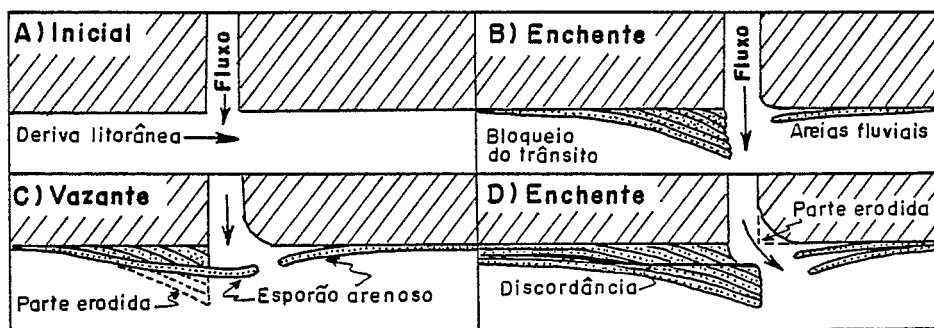


FIG. 3 - MECANISMO DE BLOQUEIO DE TRANSPORTE LITORÂNEO DE AREIAS PELO JATO DE UM CURSO FLUVIAL

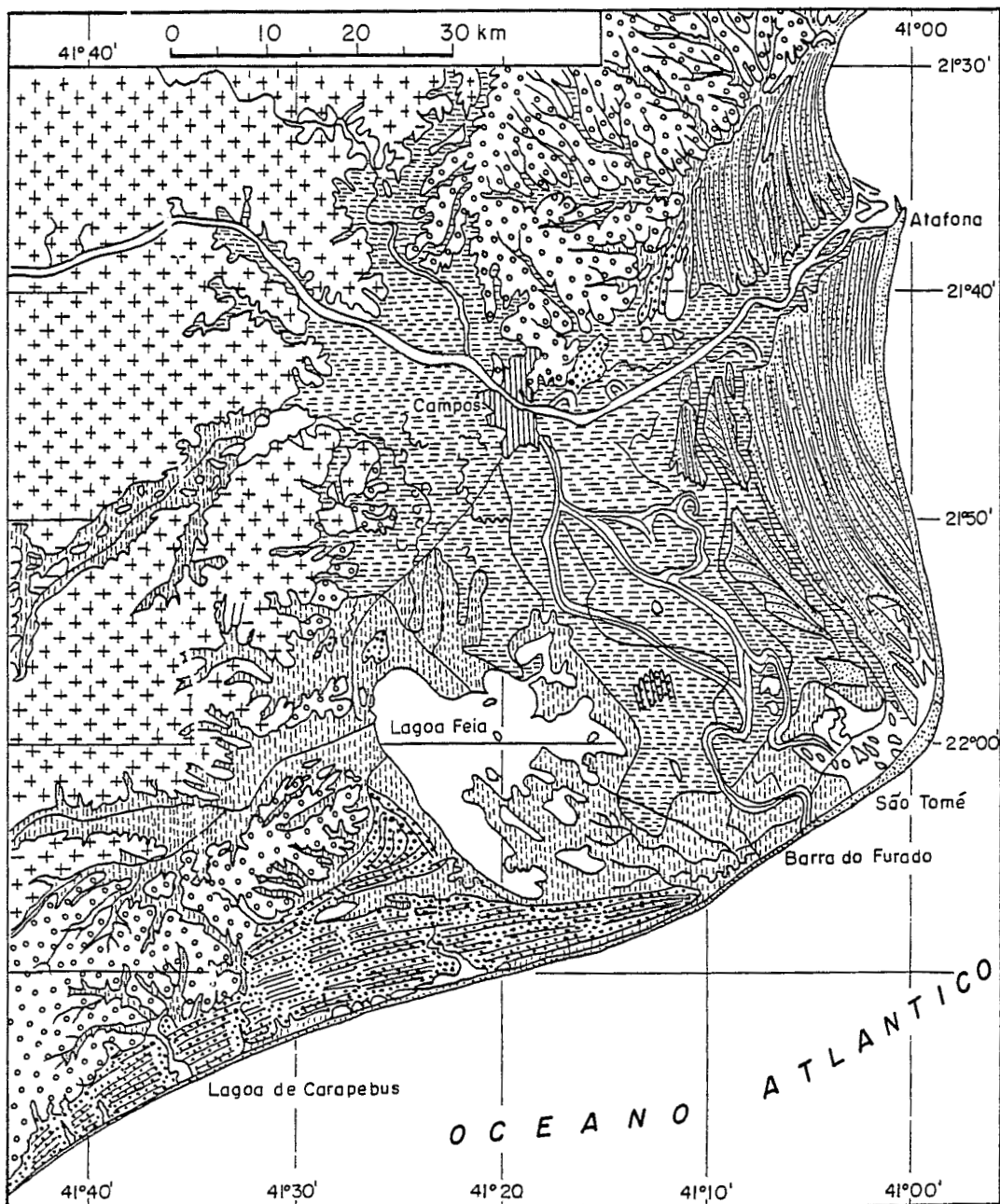
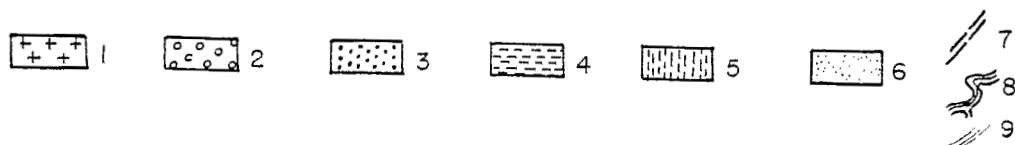


FIG. 4 - MAPA GEOLÓGICO DA PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO PARAÍBA DO SUL (EST. DO RIO DE JANEIRO).

1 = Rochas cristalinas pré-cambrianas ; 2 = Formação Barreiras (sedimentos continentais pliocênicos); 3 = Terraço marinho pleistocênico ; 4 = Sedimentos fluviiais (delta intralagunar); 5 = Sedimentos lagunares ; 6 = Terraço marinho holocênico; 7 = Alinhamento de cordões pleistocênicos; 8 = Paleocanais fluviiais ; 9 = Alinhamento de cordões holocênicos.



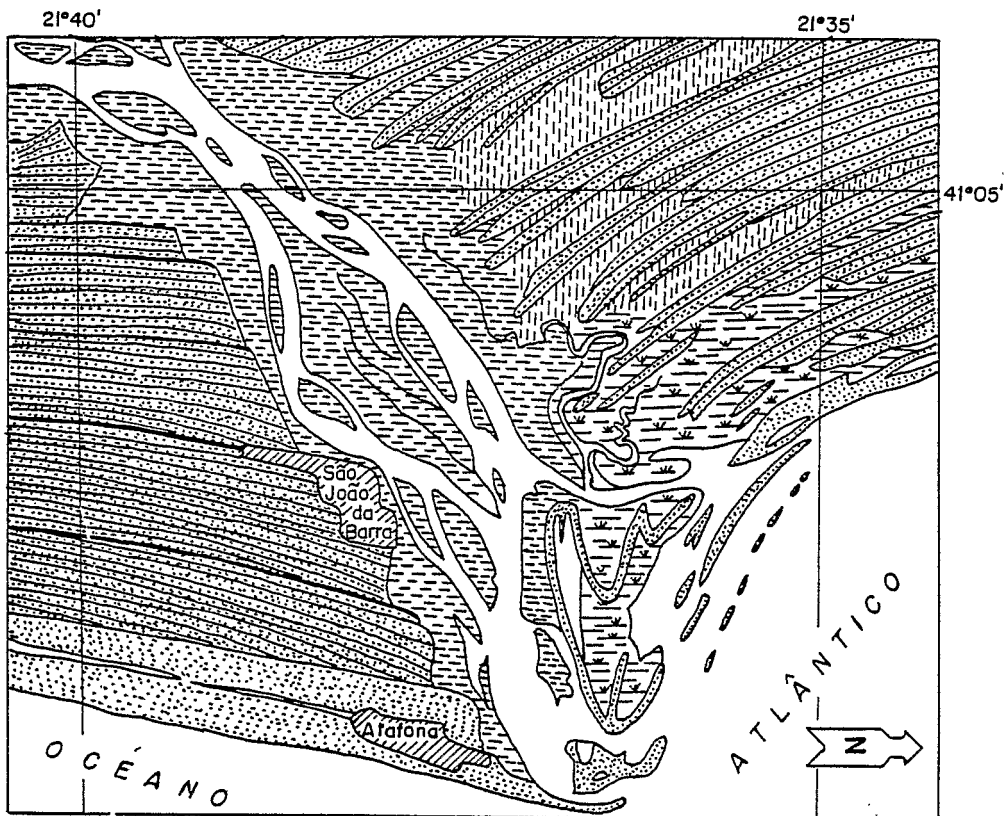


FIG. 5 — DETALHE DA PLANÍCIE COSTEIRA NAS PROXIMIDADES DA FOZ ATUAL DO RIO.

Notar a assimetria entre as partes norte e sul, bem como o esporão arenoso, os escalonamentos e discordâncias.

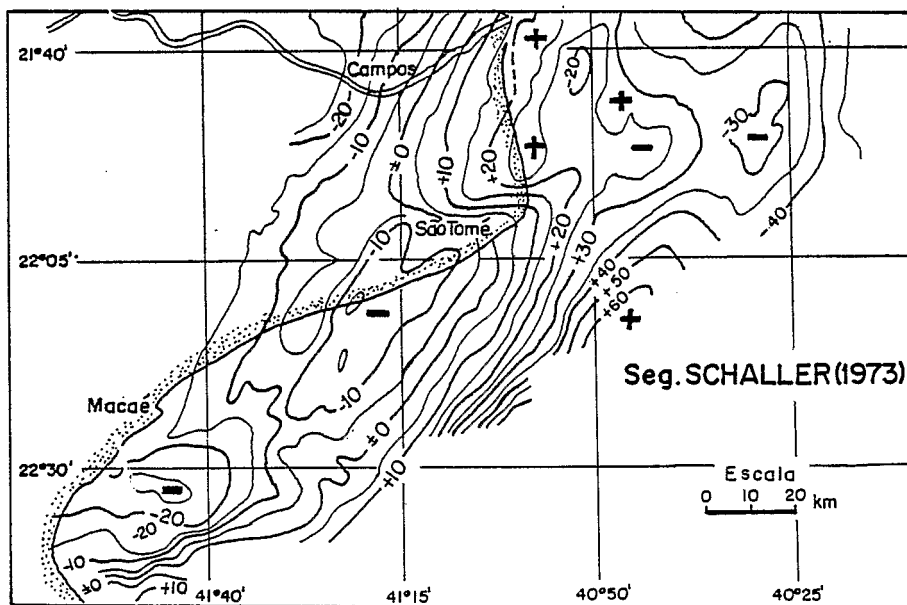


FIG. 6 — MAPA BOUGUER DA BACIA DE CAMPOS.