

EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DO DELTA DO RIO JEQUITINHONHA DURANTE O QUATERNÁRIO INFLUÊNCIA DAS VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR.

José Maria Landim Dominguez *

Louis Martin **

Abílio Carlos da Silva Pinto Bittencourt ***

ABSTRACT

Quaternary sea level fluctuations, along the coast of the State of Bahia, played an important role on the development of the Jequitinhonha River Delta Plain. Six stages were recognized representing the paleogeographic evolution of this delta cycle: I) Stage 1 - 120,000 years B.P., the coastal plain was completely drowned; II) Stage 2 - with a drop of sea level, a delta similar to what exist today was constructed; III) Stage 3 - 5,200 years B.P. - a new transgression partially drowned the Pleistocene Delta, which it was part isolated from the sea by barrier-islands; IV) Stage 4 - 5,200 - 3,800 years B.P. - a new regression allowed development of the first Jequitinhonha River Holocene Delta. The deposition of this deltaic sedimentation was interrupted by another rise of sea level at 3,800 - 3,500 years B.P., which also caused lateral shifting of the river course; V) Stage 5 - 3,500 - 2,700 years B.P. - at the new river mouth the second Jequitinhonha River Holocene Delta was constructed and again drowned during a rising sea level between 2,700 - 2,500 years B.P. This new event was the cause of a new shifting

* Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geofísica - Instituto de Geociências da UFBA, Salvador.

** Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer-ORSTOM/FRANCE - Instituto de Física da UFBA, Salvador.

*** Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geofísica - Instituto de Geociências da UFBA, Salvador.

17 JUL. 1995

ORSTOM Fonds Documentaire

N° 41.923 e.a.1

Cote : B

of the channel to its today position. VI) Stage 6 - after 2,500 years B.P. - the present-day delta initiated its development.

INTRODUÇÃO

O delta do rio Jequitinhonha está situado na costa sul do Estado da Bahia, abrangendo os baixos cursos dos rios Pardo e Jequitinhonha e apresentando uma área de cerca de 800 km² (Fig. 1).

O clima da região é do tipo Af, segundo a classificação de KÖEPPEN, representativo de floresta tropical, quente e úmido, sem estação seca. Os meses de maior precipitação são de março a agosto, apresentando totais entre 1 500 a 5 000 mm anuais, distribuídos em mais de 200 dias (GALVÃO e NIMER, 1965; GOUVÊA, 1970).

As isotermas anuais oscilam em torno de uma média de 25°C, sendo as de verão (dezembro, janeiro, fevereiro) superiores a 26°C e, as de inverno (junho, julho, agosto), variando entre 22 e 24°C. A amplitude térmica anual alcança 5°C (GALVÃO e NIMER, 1965; GOUVÊA, 1970).

De acordo com dados fornecidos pelo 4º Distrito de Meteorologia em Salvador, predominam na região ventos do quadrante E seguidos pelos de S. com velocidades médias situando-se entre 2 e 3 graus da escala Beaufort.

GOUVÊA (1970) e PEDREIRA (1971) cartografaram anteriormente a área estudada onde reconheceram, a grosso modo, os principais subambientes presentes na planície deltaica. Não houve porém por parte desses autores a intenção de reconstituir a história geológica da região, além do que na época em que aqueles mapeamentos foram realizados, pouco se sabia sobre as flutuações do nível do mar na costa baiana, durante o Quaternário.

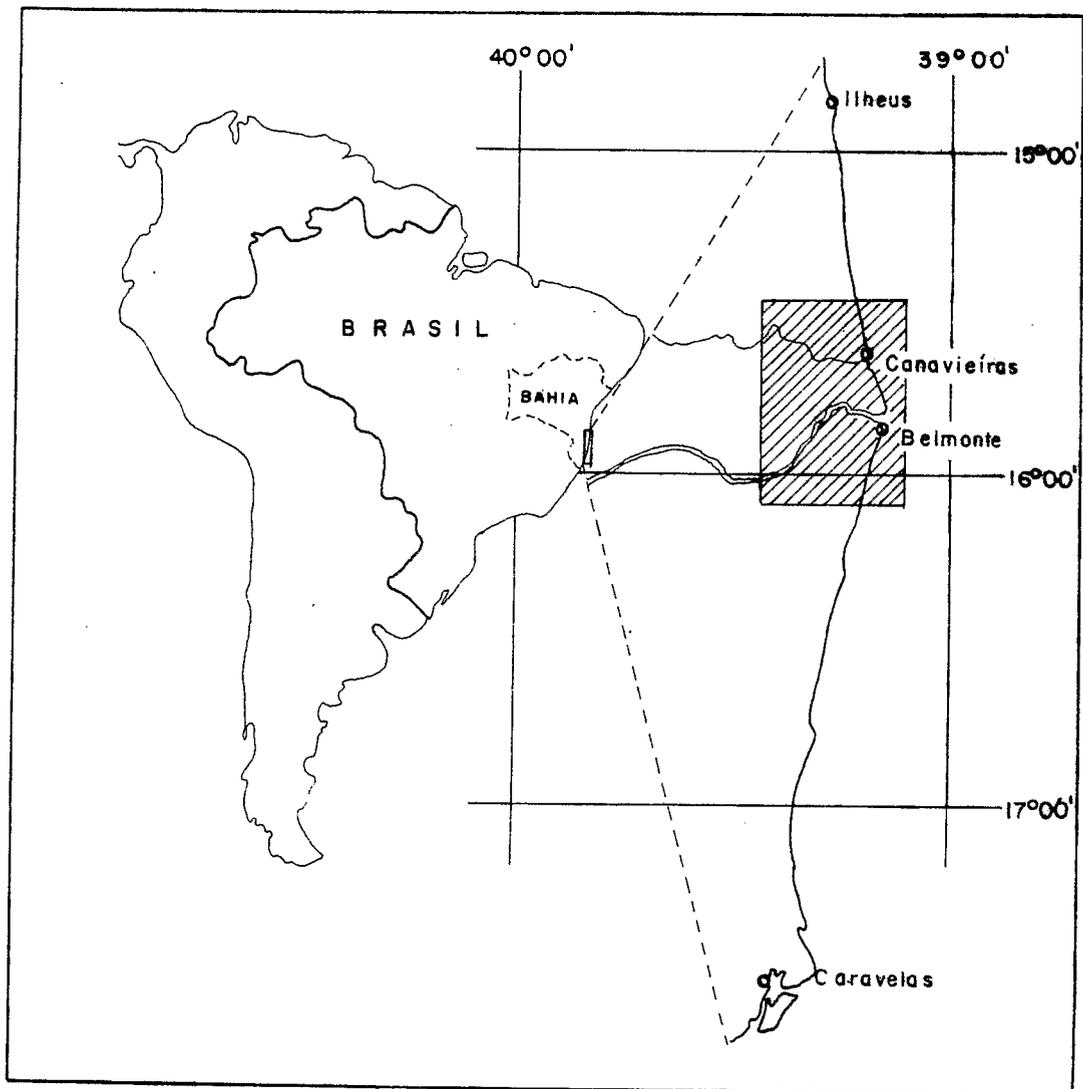


Figura 1 - Mapa de localização da área estudada

ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

Na área estudada podem ser individualizadas três províncias geomorfológicas distintas (GOUVÊA, 1970), como mostra a Fig. 2: planície costeira, tabuleiros e bacia metassedimentar.

Planície costeira

Caracterizam essa província extensos terraços marinhos de idade holocênica e pleistocênica. Estes terraços foram construídos às custas de sedimentos expostos na plataforma continental pelos episódios regressivos que afetaram a região naquelas épocas, assim como pelos sedimentos trazidos pelos rios Pardo e Jequitinhonha. No topo desses terraços é notável a presença de cristas arenosas, estreitas e alongadas, os cordões litorâneos, que exibem notável continuidade lateral, podendo ser seguidas, às vezes, por vários quilômetros, sem contudo perder sua individualidade.

Convém ressaltar aqui as diferenças geomórficas apresentadas entre a planície costeira ao norte e ao sul do rio Jequitinhonha. A porção norte é caracterizada por uma variedade de formas de acumulação costeira, incluindo brejos, terraços marinhos e fluviais e mangues. Nesta região os terraços marinhos foram parcialmente erodidos pela atividade dos rios Pardo e Jequitinhonha, sendo uma porção expressiva da planície costeira ocupada por terraços fluviais, onde predominam depósitos de canal e dique marginal. Estes terraços delimitam faixas de influência da atividade fluvial, associadas a antigos leitos ocupados pelos rios Pardo e Jequitinhonha durante os últimos 5 000 anos. Outro fator a destacar para a porção norte é o fato da linha da costa ser constituída por uma sucessão de ilhas arenosas destacadas da planície costeira por canais de maré. Estas ilhas exibem em uma ou ambas as extremidades feições do tipo esporão, que são também encontradas ao longo do corpo das mesmas, sugerindo ser a migração dos esporões o mecanismo principal no

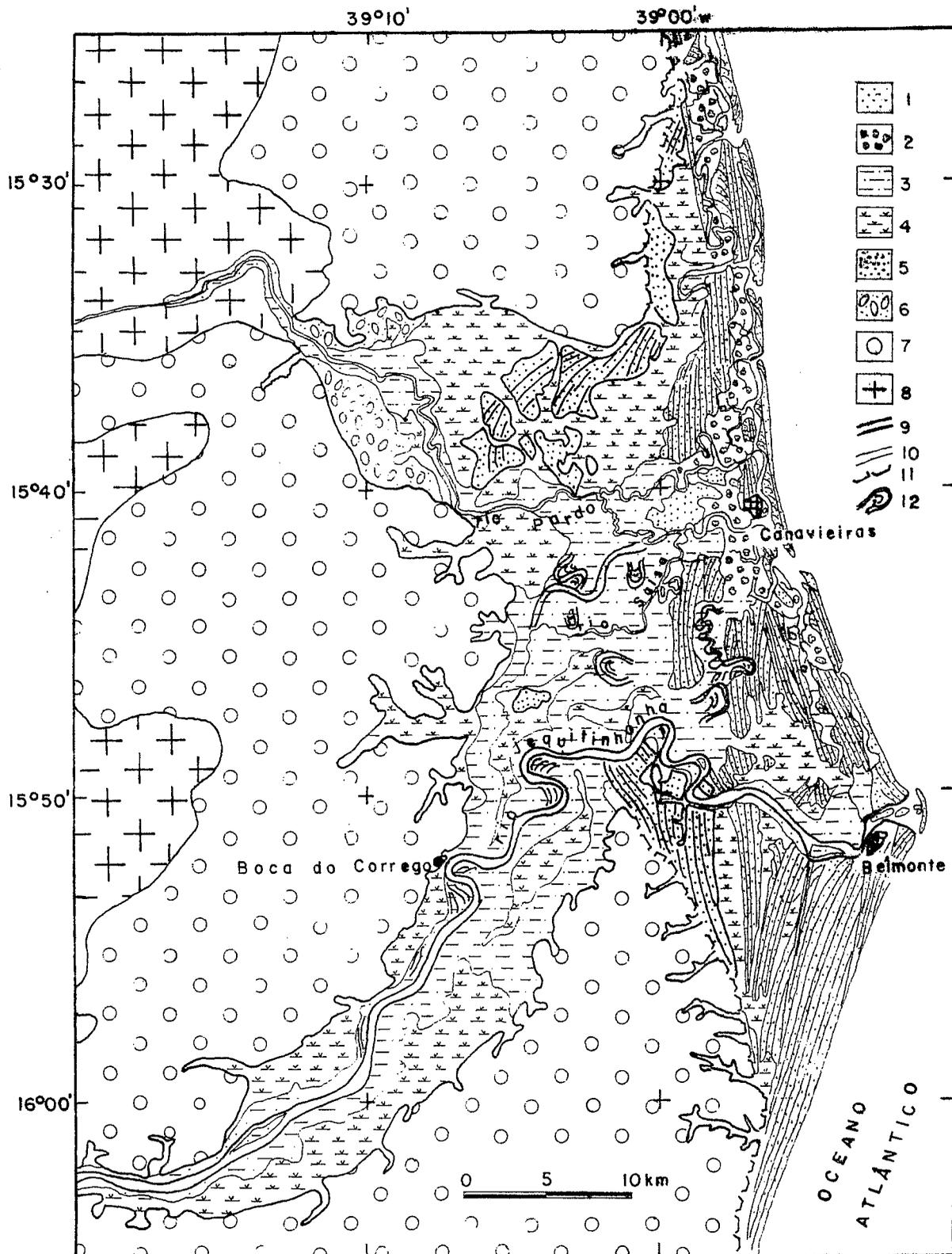


Figura 2 - Mapa geológico da planície costeira do rio Jequitinhonha: 1-terraço marinho holocênico;2-mangue;3-terraço fluvial; 4-brejo;5-terraço marinho pleistocênico;6-leques aluviais pleistocênicos;7-Formação Barreiras(Terciário);8- bacia metassedimentar(Precambriano);9-alinhamento de cordões litorâneos pleistocênicos;10-alinhamento de cordões litorâneos holocênicos;11-falésia morta;12-meandro abandonado. Esta legenda é válida também para as figuras de 4 a 9.

desenvolvimento destas ilhas.

Nas desembocaduras abandonadas pelos rios Pardo e Jequitinhonha, bem como de seus distributários, o clima tropical favoreceu o desenvolvimento de manguesais, o mesmo acontecendo às regiões protegidas pelas ilhas anteriormente descritas. Nos espaços não ocupados pelos terraços fluviais e marinhos implantaram-se brejos sustentados por sedimentos finos de origem flúvio-lagunar, e onde atualmente predomina a deposição de turfas.

Diferentemente da porção norte, a parte sul da planície costeira do rio Jequitinhonha é constituída quase exclusivamente por terraços marinhos que alcançam, nas vizinhanças da cidade de Belmonte, uma largura máxima de 15 km, contada à partir da falésia morta que separa a planície costeira da Formação Barreiras. Mangues e terraços fluviais estão quase ausentes na porção sul, da mesma maneira que a linha de costa é contínua, sem apresentar interrupções devido a presença de ilhas. Separando os terraços marinhos pleistocênicos dos holocênicos, são encontradas nesta região zonas alagadiças sustentadas por sedimentos finos de origem flúvio-lagunar.

Tabuleiros

A oeste da planície costeira encontra-se a segunda grande província geomorfológica da área estudada, os tabuleiros, sustentados pelas litologias que constituem a Formação Barreiras. Seu contato com a planície costeira se dá através de uma linha de falésia morta, entalhada em evento transgressivo anterior a 120 000 anos B.P. (BITTENCOURT *et al.*, 1979; MARTIN *et al.*, 1980a). As altitudes médias dos tabuleiros situam-se entre 50 e 100 m (GOUVÊA, 1970).

A rede de drenagem que se instalou sobre os tabuleiros tende a exibir um padrão misto, entre dendrítico e paralelo, com interflúvios planos. Os vales dos rios normalmente são colmatados, apresentando fundo chato em forma de calha. Depressões fechadas ocorrem de maneira geral em toda a área dos tabuleiros,

algumas com diâmetro superior a 500 m (GOUVÊA, 1970).

Colocados no sopé da Formação Barreiras encontram-se depósitos continentais do tipo leques aluviais, correlativos aos descritos por MARTIN *et al.* (1980a) para outros trechos da costa do Estado da Bahia.

Bacia metassedimentar

A terceira província geomorfológica presente na área estudada está relacionada aos metassedimentos do Grupo Rio Pardo, de idade Eopaleozóica (PEDREIRA, 1971). Contrastando com as unidades anteriores, o relevo dessa área apresenta-se mais movimentado, sendo constituído por morros e cristas dissimétricas de orientação geral SE-NO (GOUVÊA, 1970).

VARIAÇÕES DO NÍVEL MÉDIO RELATIVO DO MAR DURANTE OS ÚLTIMOS 7 000 ANOS, NA COSTA DO ESTADO DA BAHIA

O trabalho de MARTIN *et al.* (1979a) permitiu estabelecer para a região de Salvador, a partir de 66 datações com carbono 14, uma curva de variações relativas do nível do mar durante os últimos 7 000 anos (Fig. 3). Embora esta curva seja teoricamente válida apenas para a região de Salvador, sua validade pode ser estendida para toda a costa do Estado da Bahia, uma vez que diversas outras reconstruções de antigas posições do nível relativo do mar, feitas para outros setores da planície costeira baiana, concordam perfeitamente com a curva de Salvador (MARTIN *et al.*, 1980a e b). De fato, dois esboços de curva puderam ser construídos para as regiões de Ilhéus (18 reconstruções) e Caravelas (15 reconstruções) (Figs. 3B e C) situadas respectivamente ao norte e ao sul da área estudada (MARTIN *et al.*, 1980b). Estes esboços não mostram diferenças notáveis com a curva de Salvador, razão porque a validade da mesma pode ser estendida para a planície costeira do rio Jequitinhonha.

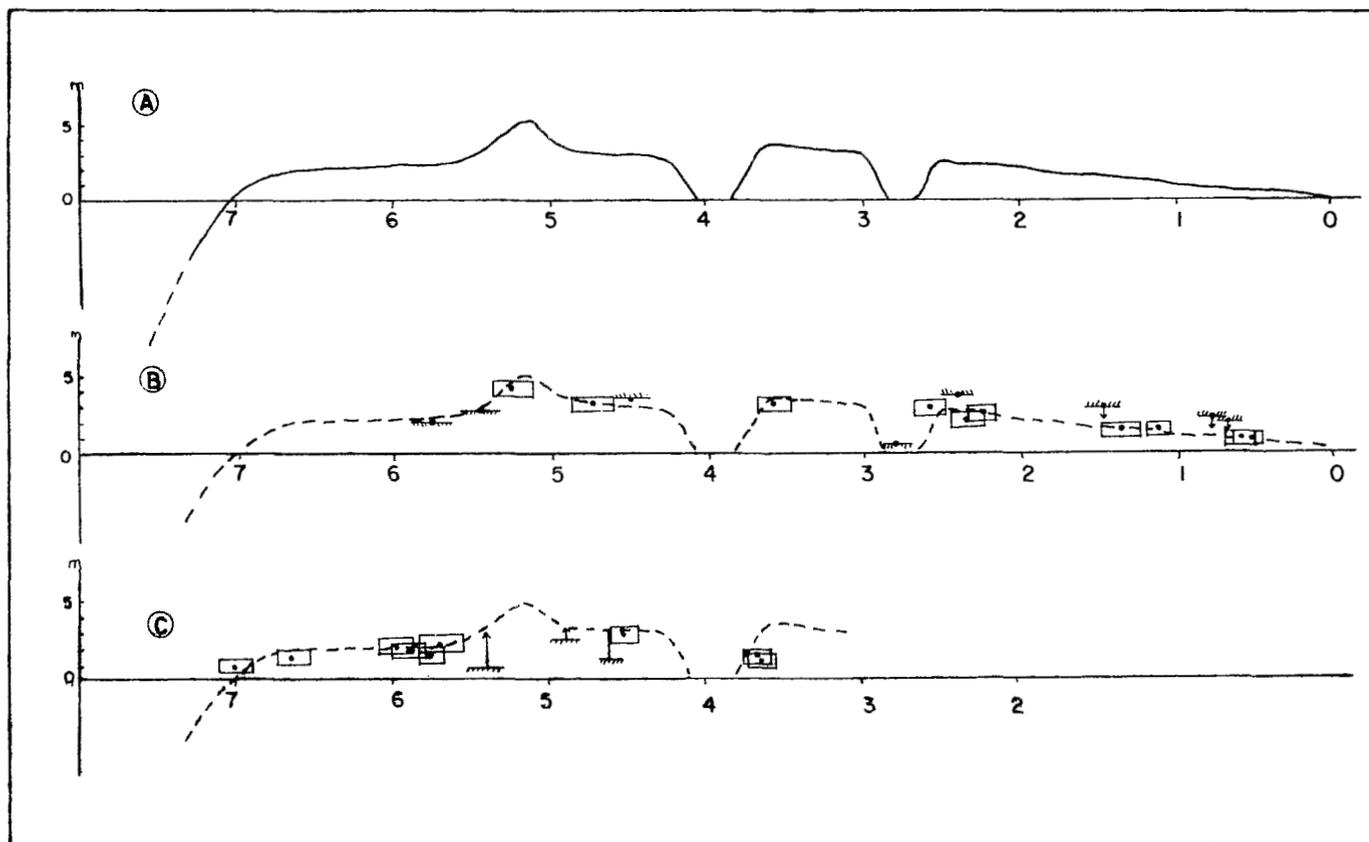


Figura 3 - Variações do nível relativo do mar durante os últimos 7.000 anos para a região de: A - Salvador; B - Ilhéus; C - Caravelas (segundo MARTIN *et al.* 1980b).

RECONSTRUÇÃO DA POSIÇÃO DE ANTIGAS DESEMBOCADURAS PELA ANÁLISE DAS VERGÊNCIAS DOS CORDÕES LITORÂNEOS

Uma observação da morfologia dos deltas dominados por ondas (GALLOWAY, 1975) mostra que, em planta, os mesmos apresentam uma forma cuspidata característica, ou seja, a linha de praia descreve um arco regular, cujo raio de curvatura se acentua à medida que nos aproximamos da desembocadura. Como resultado da progradação, os cordões litorâneos vão sendo isolados e conservados na planície deltaica, constituindo portanto testemunhos de posições pretéritas ocupadas pela linha de costa. Também o mecanismo de formação dos cordões litorâneos é diferente para aqueles que se formam nas proximidades da desembocadura dos rios e aqueles que se formam mais afastados, resultando em características morfológicas distintas para ambos (DOMINGUEZ, em preparação). No primeiro caso os cordões se formam pela estabilização de barras longitudinais ("longshore bar") na antepraia, em função do que tendem a ser mais largos e descontínuos, separados entre si por amplas valas. No segundo caso os cordões litorâneos são construídos na região de pós-praia pela atividade de espraiamento, sendo mais estreitos e exibindo grande continuidade lateral.

A partir portanto de um estudo das vergências dos cordões litorâneos, ou seja, do sentido em que aumenta o raio de curvatura dos mesmos, associado a uma análise de suas características morfológicas, é possível reconstruir as posições ocupadas por antigas desembocaduras dos cursos fluviais ao longo da história da deltação.

EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DO DELTA DO RIO JEQUITINHONHA

Foi possível reconhecer seis estágios principais na história da deltação do rio Jequitinhonha, o que possibilitou a reconstrução de seis mapas paleogeográficos para essa região.

Esta reconstrução foi feita baseada em três aspectos fundamentais:

i - conhecimentos adquiridos sobre as variações relativas do nível do mar e a evolução costeira, durante o Quaternário, para os Estados de São Paulo e Bahia, através dos trabalhos de BITTENCOURT *et al.* (1979) e MARTIN *et al.* (1979a e b, 1980a e b);

ii - datações com C^{14} de amostras de madeira coletadas nos diversos subambientes da planície deltaica do rio Jequitinhonha;

iii - análise das características morfológicas e de vergências dos cordões litorâneos presentes na superfície dos terraços marinhos.

Estágio I - 120 000 anos B.P. (Fig. 4)

Corresponde ao máximo do evento transgressivo denominado por MARTIN *et al.* (1980a e b) de penúltima transgressão, quando o nível do mar posicionou-se entre 6 a 10 m acima do nível atual. Nessa época os vales dos rios Pardo e Jequitinhonha foram afogados, transformando-se em estuários, o mesmo acontecendo com os pequenos vales entalhados na Formação Barreiras. Nessa ocasião, também, esta Formação entrava em contato direto com o mar, ficando assim exposta à ação das ondas que esculpiram e fizeram recuar uma linha de falésia instalada provavelmente em transgressão anterior (BITTENCOURT *et al.* 1979; MARTIN *et al.*, 1980a) e que atualmente delimita o contato entre a Formação Barreiras e a planície costeira.

Estágio II - Delta pleistocênico (Fig. 5)

Durante a parte final da penúltima transgressão e na regressão que se seguiu foram depositados terraços arenosos às custas de sedimentos expostos na plataforma continental pela descida do nível do mar, e por aqueles trazidos pelos rios Pardo e Jequitinhonha. Formou-se nessa época o que aqui denominado

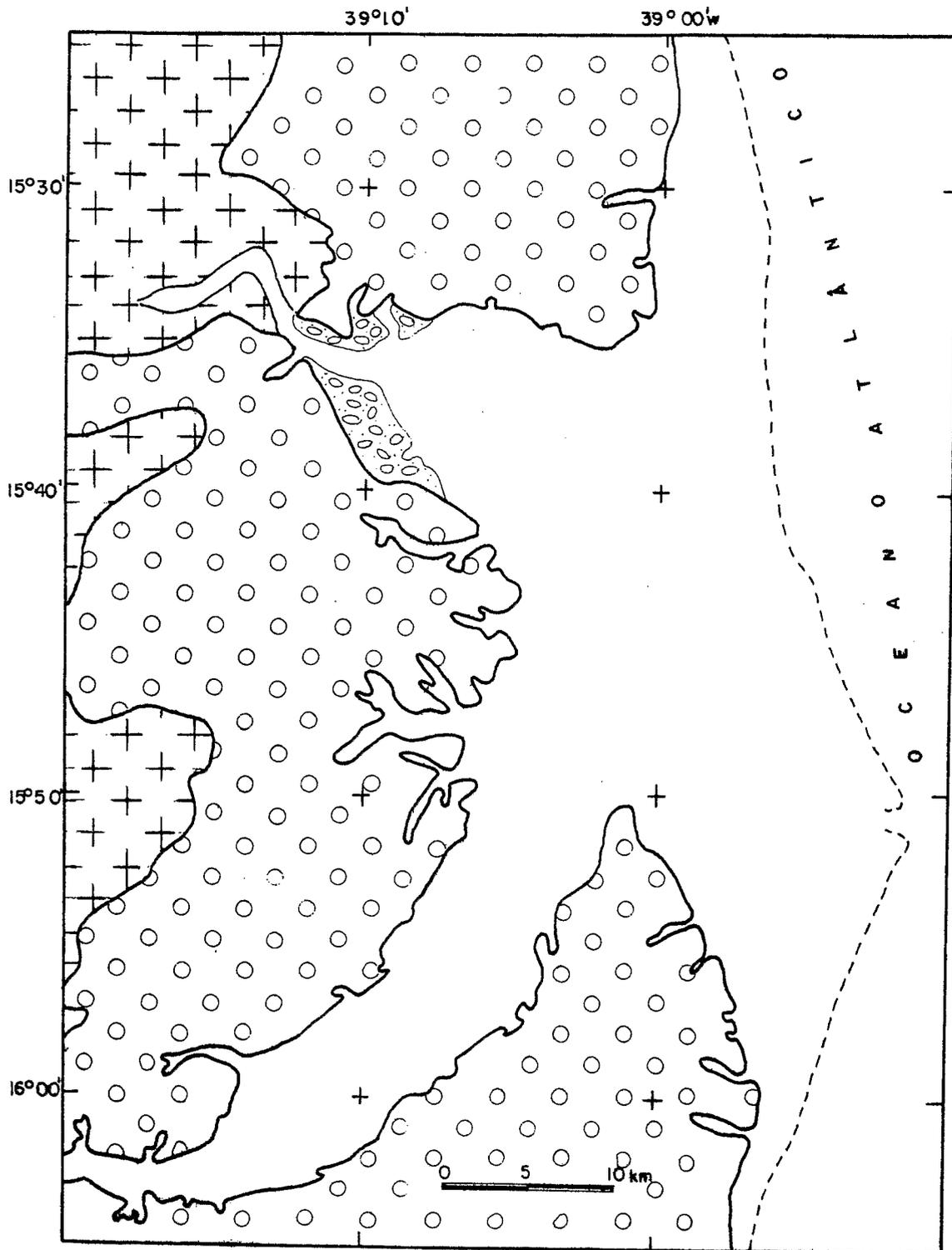


Figura 4 - Mapa paleogeográfico da planície costeira do rio Jequitinhonha - Estágio I - 120.000 anos B.P. - máximo da penúltima transgressão. Nesta e nas figuras que se seguem a linha tracejada indica a posição da linha de costa atual.

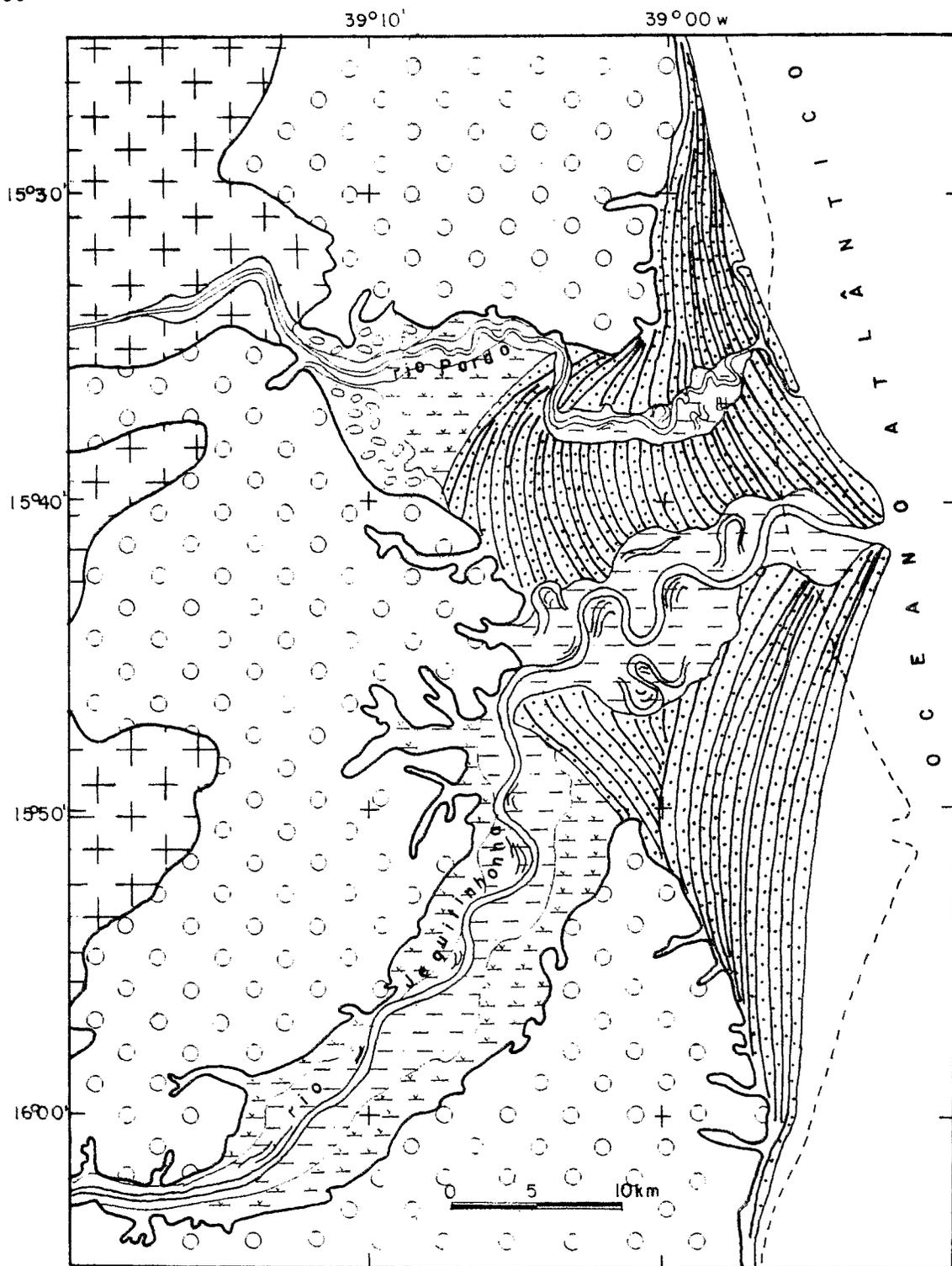


Figura 5 - Mapa paleogeográfico da planície costeira do rio Jequi-tinhonha - Estágio II - delta pleistocênico. Representação esquemática da planície costeira para uma posição do nível do mar semelhante a atual.

mos de delta pleistocênico e cujos testemunhos encontram-se ainda hoje preservados tanto ao sul quanto ao norte do curso atual do rio Jequitinhonha. Estes depósitos são correlativos daqueles mapeados por MARTIN *et al.* (1979b, 1980a) para a região costeira dos Estados da Bahia e São Paulo e por SUGUIO *et al.* (neste volume) e BITTENCOURT *et al.* (neste volume) para os deltas dos rios Doce e São Francisco, respectivamente. Embora não tenha sido possível datar estes terraços, a identificação dos mesmos como pleistocênicos foi feita segundo os critérios apontados por MARTIN *et al.* (no prelo).

A Fig. 5 mostra uma representação esquemática do delta pleistocênico numa época em que o nível do mar ocupava posição semelhante ao nível atual.

Estágio III - 5 200 anos B.P: (Fig. 6)

Por volta de 17 000 anos B.P. o nível do mar situava-se aproximadamente a 110 metros abaixo do nível atual (BLOOM, 1977), portanto, próximo à borda da plataforma continental. A partir daí o nível do mar começou a sofrer progressiva elevação o que culminou em um nível de cerca de 5 m acima do atual, por volta de 5 200 anos B.P. Este evento, denominado por MARTIN *et al.* (1980a e b) de última transgressão, erodiu e afogou parcialmente o delta pleistocênico. A drenagem que havia se instalado sobre os terraços marinhos durante o episódio anterior, e uma parte dos vales da Formação Barreiras, foram invadidos pelo mar. O mesmo pode ser dito para os vales dos rios Pardo e Jequitinhonha que nessa ocasião foram parcialmente afogados. Estes rios provavelmente iniciaram a construção de deltas dentro dos estuários assim formados.

Associado ao afogamento do delta pleistocênico temos a formação de uma ou várias ilhas-barreira, que isolaram de um contato direto com o mar o que restou dos terraços marinhos associados àquele delta. Atrás da ilha-barreira instalou-se uma laguna cujos testemunhos são ainda hoje facilmente identificá-

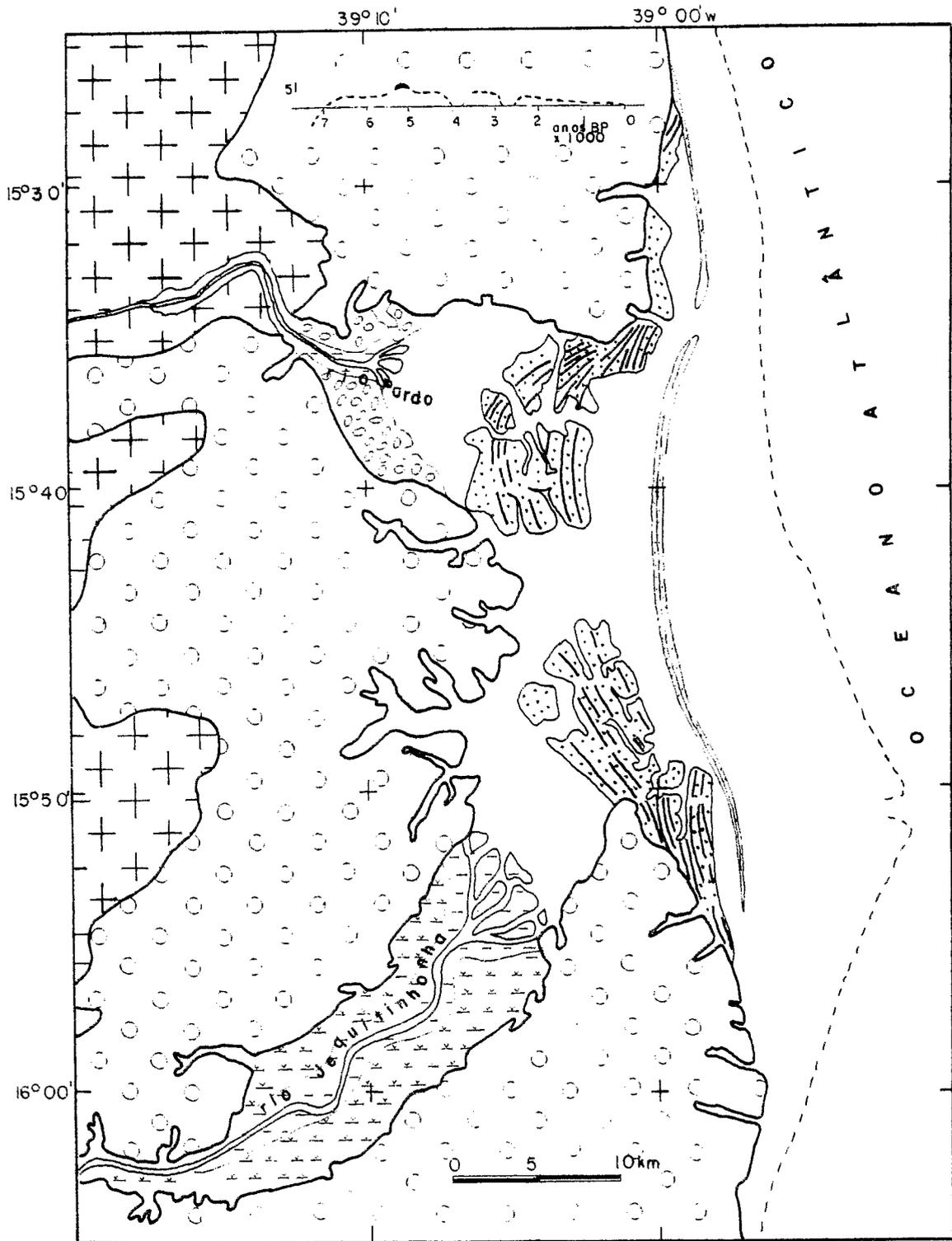


Figura 6 - Mapa paleogeográfico da planície costeira do rio Jequitinhonha - Estágio III - 5.200 anos B.P. Afogamento do delta pleistocênico e formação de ilha-barreira. Nesta e nas figuras que se seguem está representada, na margem superior a curva de variações relativas do nível do mar, de MARTIN et al (1979a), com os trechos correspondentes aos respectivos estágios assinalados em negrito.

veis nas fotografias aéreas. Datações disponíveis destes sedimentos lagunares indicam que a ilha-barreira já havia se instalado muito antes do máximo transgressivo de 5 200 anos B.P. Estes dados coincidem com os apresentados por SUGUIO *et al.*, (neste volume) para a evolução do delta do rio Doce.

Estágio IV - 5 200 - 3 800 anos B.P. (Fig. 7)

Com a regressão que se seguiu ao máximo transgressivo de 5 200 anos B.P., a ilha-barreira experimentou um movimento de progradação em direção ao mar, ao mesmo tempo em que a laguna desapareceu como tal, sendo substituída por brejos nos quais o desenvolvimento de turfas tornou-se o processo dominante. No início desse evento regressivo o rio Jequitinhonha já alcançava diretamente o mar aberto, instalando sua desembocadura na região onde hoje se situa a cidade de Canavieiras, e construindo aí o que pode ser considerado o seu primeiro delta holocênico. Algumas linhas de evidência parecem sugerir essa situação:

i - vergência dos cordões litorâneos;

ii - presença de um leito abandonado de dimensões compatíveis à do rio Jequitinhonha atual. Este leito é facilmente identificado tanto no campo como nas fotografias aéreas, e ocorre associado a uma faixa de terraços fluviais que se origina à altura da vila de Boca do Córrego se dirigindo no sentido da cidade de Canavieiras. GOUVÊA (1970) já levantava essa possibilidade quando chamou atenção para o fato do baixo curso do rio Salsa apresentar largura demasiado grande ao desaguar no Pardo, sugerindo que aquele poderia constituir o traçado de um antigo talvegue do rio Jequitinhonha.

Não foi possível datar os terraços marinhos e fluviais associados com este estágio. A única datação disponível é de um pedaço de madeira encontrado em uma argila cinza, plástica, na base do dique marginal do canal abandonado do rio Je

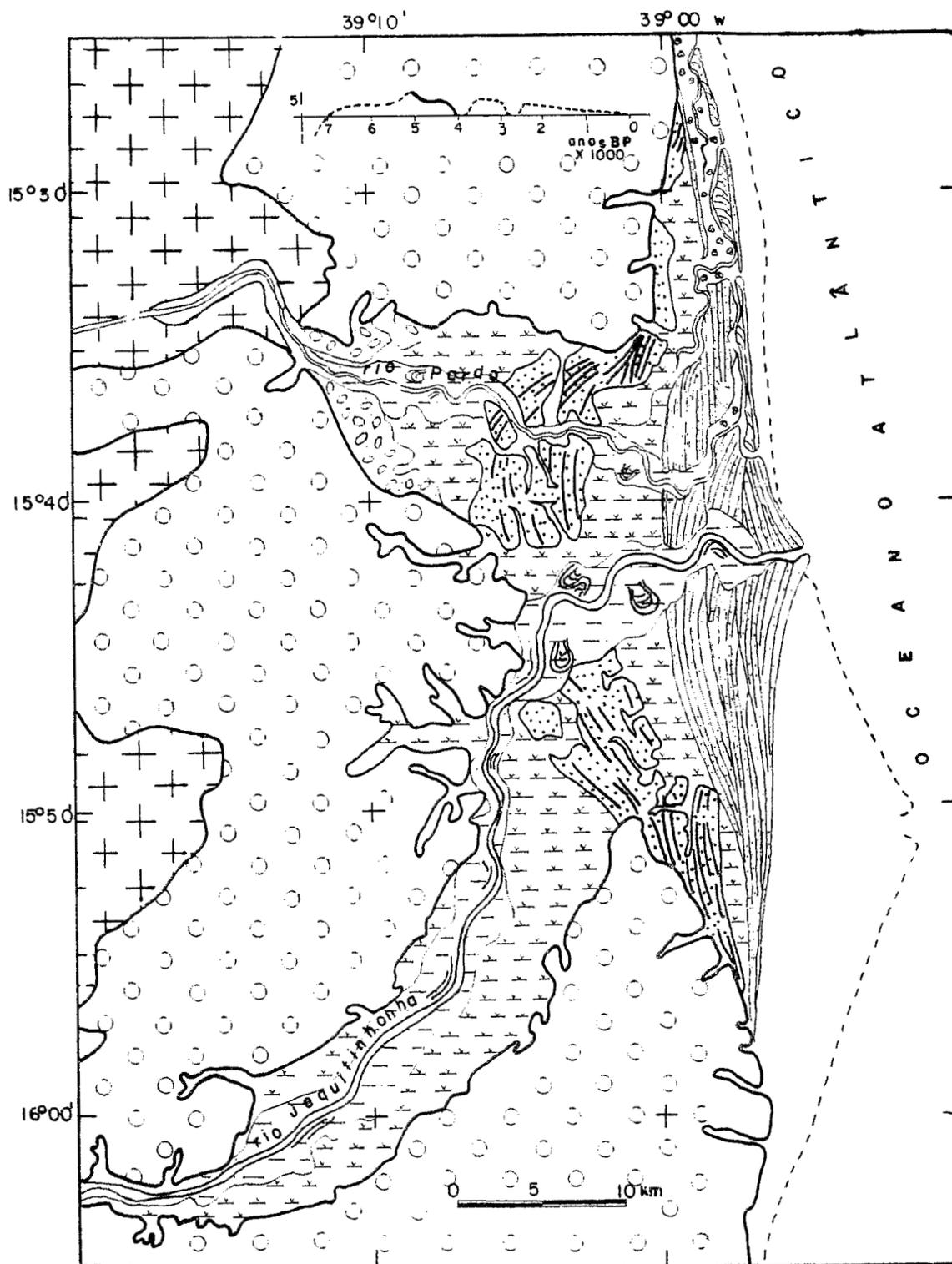


Figura 7 - Mapa paleogeográfico da planície costeira do rio Jequitinhonha - Estágio IV - 5.200 - 2.700 anos B.P. Construção do primeiro delta holocênico.

quitinhonha, e que apenas indica serem estes terraços fluviais mais recentes que 5 500 anos B.P. (Bah 915).

O comportamento do rio Pardo neste e nos demais estágios da evolução da planície costeira é obscuro, uma vez que não existem muitos terraços fluviais associados ao mesmo. Isto provavelmente deve-se ao fato deste rio não ter transportado quantidades significativas de sedimentos, o que aliás se observa atualmente (observação dos autores). O rio Pardo deve, portanto, ter tido sempre um papel secundário na história da deltação, alcançando o mar através da proteção de "ilhas-barreira", como ocorre nos dias atuais, ou divagando paralelo à costa.

Estágio V - 3 500 - 2 700 anos B.P. (Fig. 8)

A construção do primeiro delta do rio Jequitinhonha prosseguiu até 3 800 anos B.P., quando uma pequena oscilação positiva do nível relativo do mar a interrompeu. Este evento transgressivo alcançou um máximo em torno de 3 500 anos B.P., quando o nível do mar se posicionou a mais de 3 metros acima do nível atual (MARTIN *et al.*, 1979a). Como consequência, o primeiro delta foi parcialmente erodido e afogado, ao mesmo tempo em que os desequilíbrios provocados por aquela elevação brusca do nível do mar forçavam o rio Jequitinhonha a mudar seu baixo curso à procura de um outro que possibilitasse mais eficiência ao transporte de sua carga sedimentar. Esta mudança no baixo curso se deu por um processo provavelmente do tipo avulsão.

A nova desembocadura ocupada situava-se nas proximidades do paralelo 15°50'. Nessa ocasião construiu-se o segundo delta holocênico do rio Jequitinhonha no período regressivo que se seguiu, entre 3 500 a 2 700 anos B.P.

Não existem datações disponíveis dos terraços marinhos e fluviais associados ao segundo delta, porém, o mesmo é facilmente identificável nas fotografias aéreas.

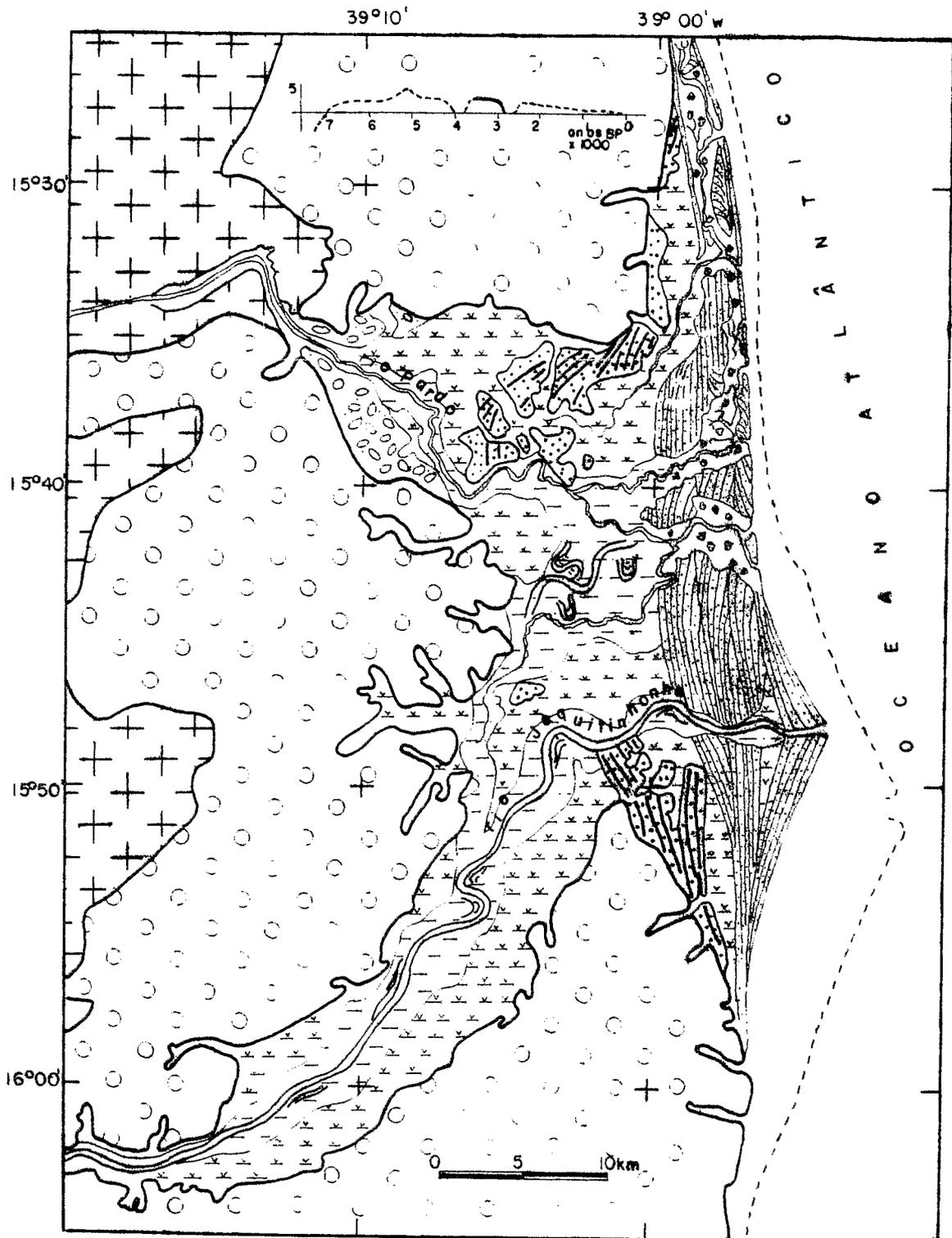


Figura 8 - Mapa paleogeográfico da planície costeira do rio Jequitinhonha - Estágio V - 3.500 - 2.700 anos B.P. Construção do segundo delta holocênico.

Estágio VI - Após 2 500 anos B.P. (Fig. 9)

A construção do segundo delta do rio Jequitinhonha prosseguiu até 2 700 anos B.P., quando a sedimentação foi mais uma vez interrompida por um pequeno evento transgressivo, o qual alcançou um máximo em torno de 2 500 anos B.P., quando o nível relativo do mar se posicionou em 2,5 m acima do nível médio atual (MARTIN *et al.*, 1979a). Como resultado deste evento o segundo delta foi parcialmente afogado sendo os efeitos deste afogamento ainda hoje claramente visíveis nas fotografias aéreas. Outra ocorrência importante é que novas instabilidades afetaram o equilíbrio fluvial, culminando em novo processo de avulsão, que deslocou a foz mais para o sul, quando então o rio Jequitinhonha ocupou seu leito atual. Começa agora a construção do terceiro delta holocênico do rio Jequitinhonha, o atual, associado à fase regressiva que se seguiu a 2 500 anos B.P.

Datações disponíveis dos terraços marinhos e fluviais relacionados ao terceiro delta forneceram idades inferiores a 2 500 anos B.P., que possibilitaram estimar em 2 metros/ano a taxa média de avanço da linha da costa, daquela data até o tempo atual.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As evidências de campo sugerem a existência de três conjuntos de terraços marinhos holocênicos na planície costeira do rio Jequitinhonha. Estes terraços constituem testemunhos de três estágios na história holocênica da deltação da planície costeira e estariam associados à existência de três desembocaduras ocupadas pelo rio Jequitinhonha durante aquela época. Associadas a estes três conjuntos de terraços marinhos existem ainda faixas distintas de sedimentos fluviais. A disposição espacial destas faixas sugere que o processo principal segundo o qual o rio abandonava seus leitos era o de avulsão, um processo, portanto, brusco, que resultaria de acentuados desequilíbrios

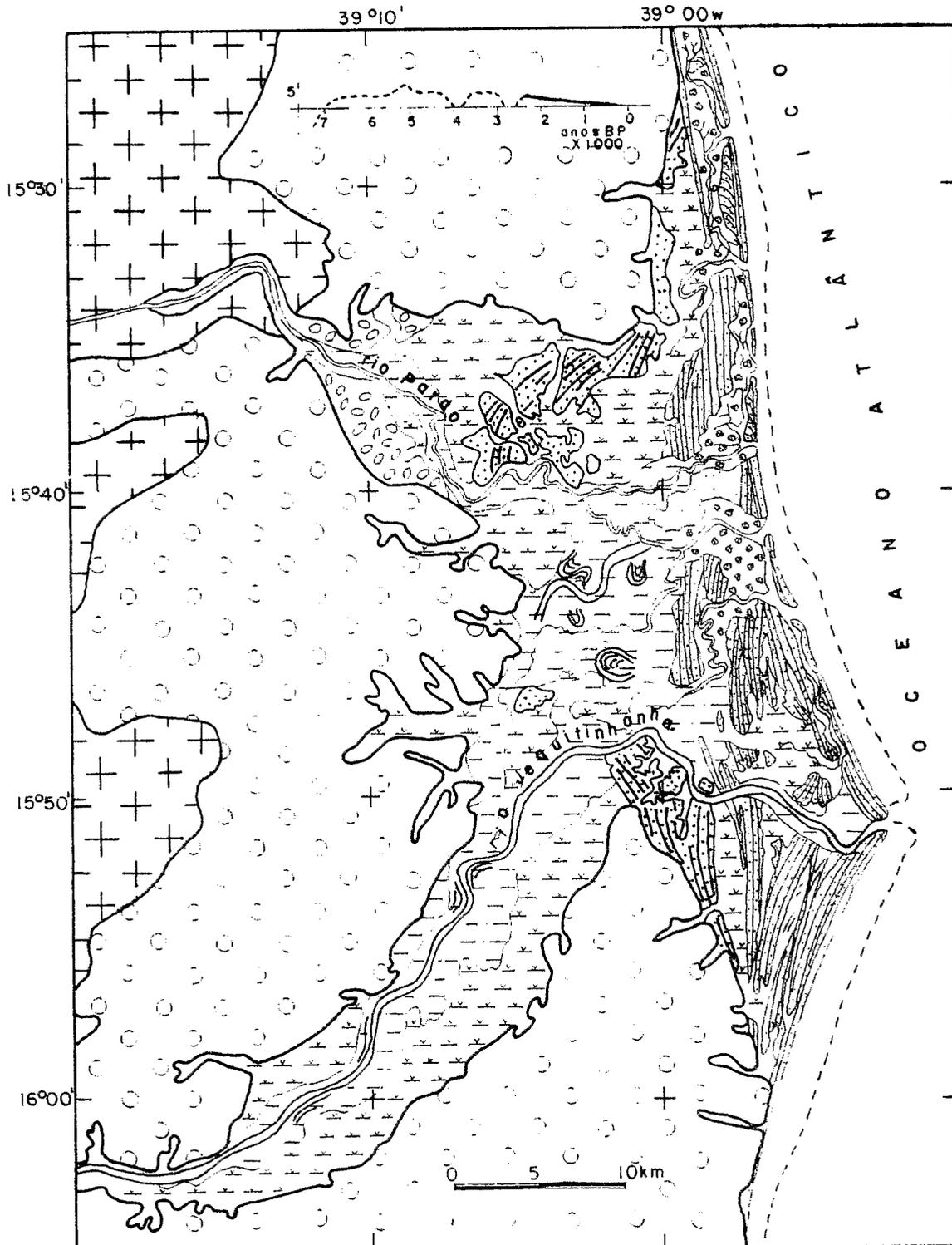


Figura 9 - Mapa paleogeográfico da planície costeira do rio Jequitinhonha - Estágio VI - após 2.500 anos E.P. Construção do terceiro delta holocênico.

da dinâmica fluvial. Dentro do contexto da evolução costeira durante o Quaternário para o Estado da Bahia, podem ser estabelecidas duas causas segundo as quais tais desequilíbrios poderiam ser alcançados: i) perda da eficiência transportadora do rio pelo aumento em extensão do seu baixo curso como resultado da progradação; ii) uma oscilação positiva muito rápida do nível do mar. Acreditamos ser esta última, uma oscilação positiva rápida do nível do mar, que afogando as desembocaduras reduz a eficiência transportadora dos rios, a principal causa para a mudança do curso fluvial. Algumas linhas de evidência parecem indicar que este fator foi realmente preponderante:

i - pelo menos um dos três deltas holocênicos mapeados, o segundo, (3 500 - 2 700 anos B.P.), apresenta uma morfologia altamente sugestiva de ter sofrido um afogamento;

ii - o conhecimento da evolução da costa do Estado da Bahia durante o Quaternário indica que os terraços marinhos são construídos nas fases regressivas (MARTIN *et al.*, 1980a e b). Para o Holoceno podem ser reconhecidas três fases regressivas do mesmo modo que existem três conjuntos de terraços marinhos holocênicos associados às três desembocaduras ocupadas pelo rio Jequitinhonha;

iii - como as construções dos deltas holocênicos do rio Jequitinhonha se deram nas fases regressivas, um aumento na extensão do baixo curso do rio com a progradação, não é suficiente para provocar uma perda na sua eficiência transportadora, uma vez que esta progradação é acompanhada por uma descida do nível de base, a qual auxilia na conservação do gradiente de equilíbrio do curso fluvial;

iv - ocorrem duas mudanças importantes no baixo curso do rio Jequitinhonha nos últimos 5 000 anos, como atestam os terraços fluviais mapeados, do mesmo modo que neste período dois eventos transgressivos de natureza rápida afetaram a região;

v - as datações disponíveis tanto nos terraços marinhos como fluviais enquadram-se perfeitamente no quadro evolutivo traçado.

Convém aqui deixar claro que durante toda a história da deltação o rio Jequitinhonha desempenhou provavelmente um papel secundário como supridor de sedimentos para a planície deltaica. A grande maioria dos sedimentos que constituem os terraços marinhos presentes nessa região são oriundos de sedimentos expostos na plataforma continental, com a descida do nível do mar. Este fato é perfeitamente compreensível se for levado em conta que durante os últimos 5 000 anos o nível relativo do mar sofreu um abaixamento de cerca de 5 metros, o que por si só já seria suficiente para expor porções consideráveis da plataforma continental, tendo em vista os baixos valores de declividade que a mesma apresenta para a região estudada (40 cm/km), segundo FRANÇA (1979).

BIBLIOGRAFIA

- BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. & MARTIN, L. (1979) - *Geologia dos depósitos quaternários no litoral do Estado da Bahia*, in: H. INDA (ed.), *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia - Textos Básicos*, vol.1, SME/CPM, Salvador, p.1-21.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L. & FERREIRA, Y. A. (neste volume) - *Dados preliminares sobre a evolução do delta do rio São Francisco (SE-AL) durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar*.
- BLOOM, A.L. (1977) *Atlas of sea level changes - I.G.C.P. Project, 61*. 121 p.
- DOMINGUEZ, J.M.L. (em preparação) - *Influência das variações do nível do mar durante o Quaternário na construção do complexo deltáico do rio Jequitinhonha* - Dissertação de Mestrado.

- FRANÇA, A.M.C. (1979) - *Geomorfologia da margem continental leste brasileira e da bacia oceânica adjacente*, in: H.A.F. CHAVES (ed.), *Geomorfologia da margem continental brasileira e de áreas oceânicas adjacentes (relatório final)*. Projeto REMAC nº7, PETROBRÁS, Rio de Janeiro, p.89-127.
- GALLOWAY, W.E. (1975) - *Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems*, in: M.L. BROUSSARD (ed.), *Deltas, Models for exploration*. Houston Geological Society, EUA, p.87 - 98.
- GALVÃO, M.V. & NIMER, E. (1965) - *Geografia do Brasil, Grande Região Leste: Clima* - Conselho Nacional de Geografia, IBGE, Rio de Janeiro, p.91-139.
- GOUVÊA, J.P.S. (1970) - *Contribuição à Geomorfologia do sul da Bahia: área dos baixos cursos dos rios Pardo e Jequitinhonha* - *Not. Geomorfol.* 10(20):13-20.
- MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; VILAS BOAS, G.S.; BITTENCOURT, A.C.S.P. & GUIMARÃES, M.M.M. (1979a) - *Courbe de variation du niveau relatif de la mer au cours des 7.000 dernières années sur un secteur homogène du littoral brésilien (nord de Salvador, Bahia)* - *Proceedings of the "1978 International Symposium on coastal evolution in the Quaternary"* - K. SUGUIO; T. FAIRCHILD; L. MARTIN & J.M. FLEXOR (ed.), São Paulo, p.264-274.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K. & FLEXOR, J.M. (1979b) - *Le Quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananéia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ)* - *Proceedings of the "1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary"* - K. SUGUIO; T. FAIRCHILD; L. MARTIN & J.M. FLEXOR (ed.), 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)* - *Texto Explicativo*, SME/CPM, Salvador, 60 p.



- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; BITTENCOURT, A.C.S.P. & VILAS BOAS, G.S. (1980b) - *Le Quaternaire Marin Brésilien (Littoral Paulista, Sud Fluminense et Bahianais)* - Cah. O. R.S.T.O.M., Sér.Géol., 11(1):95-124.
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. & VILAS BOAS, G.S. (no prelo) - *Differentiation, sur photographies aériennes, des terrasses sableuses marines pleistocènes et holocènes du littoral de l'état de Bahia (Brésil)* - Revue Photo Interpretation, Paris.
- PEDREIRA, A.J. (1971) - *Geologia da faixa costeira de Canavieiras e Belmonte* - CEPLAC, Boletim Técnico nº11, 19p.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L. & DOMINGUEZ, J.M.L. (neste volume) - *Evolução do delta do rio Doce (ES) durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar.*