

FLUTUAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR DURANTE O QUATERNÁRIO SUPERIOR AO LONGO DO LITORAL BRASILEIRO E SUAS IMPLICAÇÕES NA SEDIMENTAÇÃO COSTEIRA

KENITIRO SUGUIO*, LOUIS MARTIN**, ABÍLIO C.S.P. BITTENCOURT***, JOSÉ M.L. DOMINGUEZ***,
JEAN-MARIE FLEXOR****e ANTONIO E.G. DE AZEVEDO***

ABSTRACT Evidence of relative sea-level fluctuations during the Upper Quaternary are represented by numerous geological, biological, and pre-historical (shell-middens) records found along the Brazilian coast line. About 700 of these records, dated mostly by the radiocarbon method, are distributed through the States of Alagoas, Sergipe, Bahia, Espírito Santo, Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná, and Santa Catarina. The coastal plains of these states, representing about 50% of the Brazilian coast, have been geologically mapped, in part or entirely during the last 10 years. The geological maps are accompanied by sea level fluctuation curves for the past 7,000 years for the States of Bahia (Salvador, Ilhéus, and Caravelas sectors), Rio de Janeiro (Angra dos Reis sector), São Paulo (Santos and Cananéia-Iguape sectors), Paraná (Paranaguá sector) and Santa Catarina (Itajaí-Laguna sector). These informations allowed us to know that the relative sea level fluctuations during the last thousand years played a very important role in the construction of the Brazilian Coastal plains. It was also demonstrated that the relative sea level fluctuations during the Upper Quaternary have been important for the construction of the river mouth coastal plains of São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) and Paraíba do Sul (RJ) rivers, whose evolutionary histories were quite different in relation to the classical delta plains presented in the geological literature.

INTRODUÇÃO Até bem pouco tempo, as paleolinhas de costa de regiões consideradas estáveis, como, por exemplo, o Brasil, eram interpretadas como registros de variações do nível oceânico mundial. Um dos objetivos do Projeto 61 do Programa Internacional de Correlação Geológica (de 1974 a 1982) era determinar uma curva eustática mundial para o Holoceno. Entretanto os trabalhos de campo desenvolvidos no mundo inteiro se encarregaram de mostrar rapidamente que essa tarefa era irrealista e, atualmente, todos os especialistas admitem não ser possível definir uma curva geral de flutuações do nível do mar, mas só curvas locais ou regionais. Então, é evidente que as curvas ditas eustáticas, como a de Fairbridge (1962), não podem ser utilizadas como modelo de variações do nível relativo do mar no decorrer dos últimos 6.000 a 7.000 anos. Infelizmente, até hoje alguns pesquisadores brasileiros desconhecem este fato e vêm utilizando a curva eustática de Fairbridge (*op. cit.*).

Complexidade dos fatores que regem as variações do nível relativo do mar As flutuações do nível relativo do mar resultam das variações reais do nível marinho (*eustasia*) e das modificações do nível dos continentes (*tectonismo e isostasia*), como ilustra a figura 1. Portanto é evidente que, quando se efetuam reconstruções de antigos níveis marinhos, estes se referem a posições relativas e não absolutas.

Os níveis dos continentes são controlados pelos seguintes fatores:

- Movimentos tectônicos*, tanto horizontais quanto verticais, que afetam a crosta terrestre segundo mecanismos cuja duração pode ser de instantânea (*movimentos sísmicos*) a período muito longo.
- Movimentos isostáticos* ligados às variações de carga

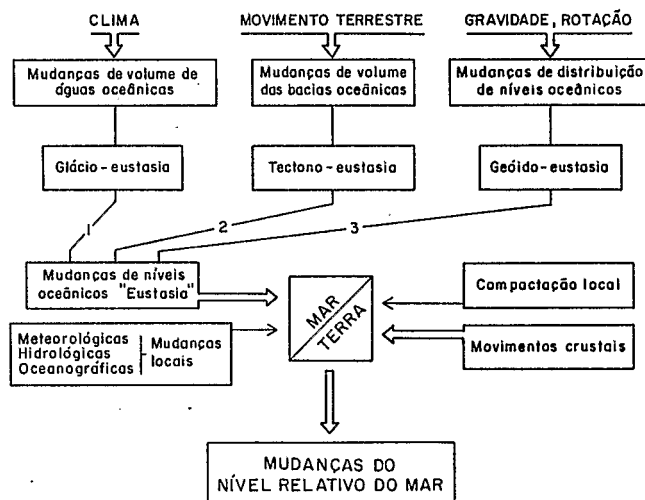


Figura 1 - Fatores que, segundo Morner (1980), controlam os níveis marinhos e continentais responsáveis pelas mudanças do nível relativo do mar durante o Quaternário

em função da formação ou desaparecimento de calotas glaciais, erosão dos continentes e acumulação de depósitos em bacias sedimentares, e transgressões e regressões sobre as plataformas continentais (*hidrosostasia*).

c) *Deformações do geóide continental* que constitui nossa referência atual.

Os níveis oceânicos são também por sua vez, controlados por diversos fatores:

- Modificações do volume total das bacias oceânicas em consequência da tectônica de placas (*tectono-eustasia*).

* Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Cx. Postal 20899, CEP 01498, São Paulo, SP

** ORSTOM/CNPq, Depto. Geofísica, Observatório Nacional, Rua General Bruce, 586, CEP 20921, Rio de Janeiro, RJ.

*** Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geofísica e Instituto de Geociências da UFBA. Rua Caetano Moura, 123, CEP 40000, Salvador, BA

**** CNPq, Departamento de Geofísica, Observatório Nacional, Rua General Bruce, 586, CEP 20921, Rio de Janeiro, RJ

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

Nº : 23617 ex. 1
Cote : B 23617 3
Date : 870430

b) Variações do volume das águas dos oceanos em função das glaciações e deglaciações (*glacioeustasia*).

c) Deformações da superfície dos oceanos.

A altura da superfície do mar apresenta um componente oceânico e um geofísico. Os efeitos oceanográficos que podem afetar a altura do mar são essencialmente as marés, as grandes correntes e os turbilhonamentos associados, além das variações de declividade devidas ao vento, pressão e temperatura da água ou salinidade. A soma desses efeitos não é superior a 1-2 m, pequena em relação às enormes concavidades e intumescências da superfície do mar causadas pelas diferenças de densidade do interior da Terra. Este componente geofísico corresponde ao geóide e se confunde com o nível médio do mar. A partir de 1975, têm sido executadas medidas altimétricas geodésicas por meio de satélites artificiais, como o Geos-3 e o Seasat, que têm permitido medir com grande precisão a posição da superfície do mar. Deste modo, é possível mostrar a existência de ondulações de grande comprimento de onda e com várias dezenas de metros de amplitude (até 100 m) ao sul da Índia. Argumentos de Mörner (1984) — baseados na falta de correlação entre essas ondulações e a topografia do fundo, de um lado, sua amplitude e o comprimento de onda, de outro lado — fazem com que elas sejam geralmente atribuídas a contrastes de densidade no manto inferior ou mesmo na interface núcleo-manto. Quando essas ondulações possuem comprimentos de onda mais curtos, o geóide marinho apresenta um espectro muito variado de anomalias.

A superfície do geóide corresponde a uma superfície equipotencial do campo gravitacional terrestre, sendo controladas pelas forças de rotação e de gravidade que afetam o globo terrestre. Essas forças, e, conseqüentemente a forma do geóide, variam não só em função da composição do núcleo e do manto e das relações entre a astenosfera e a litosfera, mas também em função de vários fenômenos orbitais e de suas interações (Mörner 1980). As modificações da superfície do geóide parecem processar-se muito rapidamente pois, segundo Mörner (1984), as taxas podem chegar a 10 mm/ano com gradientes de vários metros por quilômetro. Uma mudança de 1 miligal na força gravitacional deformaria a superfície oceânica de 3,3 m e a superfície da crosta terrestre de 1,7 m.

O nível do mar em determinado ponto do litoral é, portanto, a resultante momentânea de interações complexas entre a superfície do oceano e do continente. As modificações de volume das bacias oceânicas (tectono-eustasia) e as variações de volume dos oceanos (*glacioeustasia*) fazem sentir seus efeitos em escala mundial. Por outro lado, as modificações da superfície do geóide (eustasia geoidal) e as modificações de nível dos continentes atuam em escalas local ou regional.

Então é normal que sejam verificadas discrepâncias entre as reconstruções de posições de antigos níveis marinhos de mesma época em diversos pontos do globo terrestre, fato particularmente perceptível nos últimos 7.000 anos. De fato, antes de 7.000 anos A.P. (Antes do Presente) a velocidade de subida glácioeustática era tão rápida que poderia mascarar os componentes devidos aos fatores locais ou regionais.

Curvas de variações do nível relativo do mar Para reconstruir uma antiga posição do nível relativo do mar é necessário definir uma evidência dessa flutuação no espaço

e no tempo. Para definir a posição deste testemunho no espaço é necessário conhecer sua altitude atual em relação à original, isto é, conhecer sua posição em relação ao nível do mar na época de sua formação ou de sua sedimentação. Para se definir o testemunho no tempo é necessário conhecer a época de sua formação ou sedimentação, utilizando-se para isso métodos de datação (isotópicos, arqueológicos etc.).

Um testemunho assim definido fornecerá a posição do nível do mar em certa época. Se for possível estabelecer um grande número de antigas posições do nível relativo do mar, cobrindo satisfatoriamente um determinado intervalo de tempo, será possível construir uma curva de variação para este período de tempo. É evidente que, só as informações provenientes de um setor do litoral, onde os fenômenos locais tenham atuado com a mesma intensidade, poderão ser utilizadas. Frequentemente, temos de optar entre as situações seguintes:

a) Construir uma curva baseada em grande número de reconstruções, que cobrem todo o período de tempo considerado, implicando na utilização de dados provenientes de um trecho bastante longo do litoral;

b) Considerar um setor limitado do litoral, e neste caso, o número de reconstruções poderia ser insuficiente para permitir a reconstrução de uma curva precisa e completa.

FLUTUAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR DURANTE O QUATERNÁRIO AO LONGO DO LITORAL BRASILEIRO.

Histórico Tem-se constatado que as oscilações do nível marinho foram de fundamental importância na evolução das planícies costeiras brasileiras. Evidências dessas oscilações vêm sendo observadas há muito tempo (Hartt 1870, Branner 1904, Freitas 1951 e Bigarella 1965). Essas evidências chegaram a ser atribuídas ao período Terciário pelos primeiros pesquisadores mas, posteriormente, foram relacionadas ao Quaternário Recente, tendo sido estudadas inicialmente sob o ponto de vista essencialmente geomorfológico. Até a década de 60, pesquisas geológicas sobre flutuações do nível do mar durante o Quaternário eram muito escassas no Brasil (Suguio 1977). Uma das primeiras pesquisas, algo mais sistemáticas, que envolviam datações com radiocarbono, foram efetuadas por Van Andel & Laborel (1964).

A partir de 1974, as flutuações do nível marinho durante os últimos 7.000 anos têm sido estudadas por um grupo de pesquisadores da Universidade de São Paulo, da Universidade Federal da Bahia e do Observatório Nacional em colaboração com a ORSTOM (Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération). Este grupo concluiu os estudos das formações quaternárias do Estado de São Paulo e sul do Rio de Janeiro (Martin & Suguio 1975, 1976a, 1976b, 1978; Suguio & Martin 1976a, 1978a, 1978b, 1982a, 1982b, Martin *et al.* 1979a, 1979b, 1980a; Suguio *et al.* 1980), dos Estados da Bahia, Sergipe e Alagoas (Bittencourt *et al.* 1979a, 1979b, 1982b; Martin *et al.* 1978, 1979b, 1980a, 1980b, 1980c, 1982; Vilas-Boas *et al.* 1981; Dominguez 1983; Dominguez *et al.* 1982), da parte norte do litoral do Espírito Santo (Suguio *et al.* 1982) e da parte norte do litoral do estado do Rio de Janeiro (Martin *et al.* 1984b). Foram também concluídas as pesquisas relacionadas às planícies costeiras dos Estados do Paraná e de Santa Catarina. Por outro lado, o mesmo grupo vem pesqui-

sando sistematicamente os depósitos sedimentares das desembocaduras dos rios Paraíba do Sul, Doce, Jequitinhonha, São Francisco e Parnaíba com o objetivo de definir o papel das flutuações do nível do mar quaternário em seu desenvolvimento (Fig. 2).

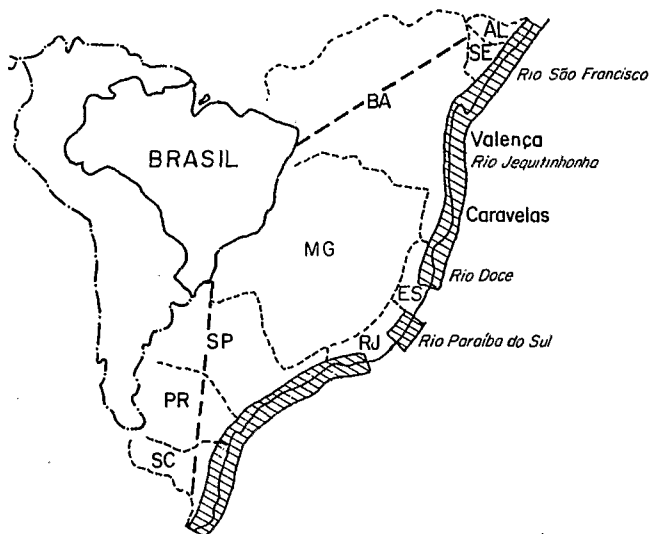


Figura 2 - Setores do litoral brasileiro estudados com o objetivo de reconstruir a evolução costeira durante o Quaternário, incluindo as desembocaduras dos principais rios que deságuam no Oceano Atlântico

Evidências de antigos níveis marinhos quaternários na costa brasileira EVIDÊNCIAS SEDIMENTOLÓGICAS Depósitos arenosos quaternários de origem marinha situados acima da zona atual de deposição equivalente são evidências marcantes de antigos níveis marinhos mais altos que o atual.

Os trabalhos geológicos executados permitiram distinguir duas gerações de terraços arenosos construídos após os níveis máximos relacionadas a dois episódios transgressivos quaternários (Martin *et al.* 1981).

Vários afloramentos de arenitos de praia (*beach-rocks*) ocorrem ao longo da costa do Nordeste do Brasil. Foi possível reconhecer a existência de arenitos de praia cujas areias foram depositadas em diferentes subambientes que constituem uma praia. Um estudo detalhado das estruturas sedimentares e da granulometria desses arenitos permitiu definir a posição do nível do mar na época de deposição com uma precisão razoável (Flexor & Martin 1979).

EVIDÊNCIAS BIOLÓGICAS Ao longo de quase toda a parte rochosa da costa brasileira ocorrem evidências biológicas representativas de antigos níveis marinhos mais altos que o nível atual, na forma de numerosas incrustações de vermetídeos (gasterópodes) e conchas de ostras, bem como de tocas de ouriços-do-mar, que se situam acima da atual zona de vida desses animais. A faixa de distribuição vertical dos vermetídeos, sendo muito limitada (0,50 m), permite uma boa reconstrução no espaço da antiga posição do nível do mar.

No litoral nordestino ocorrem muitos recifes constituídos principalmente de corais mortos, cuja parte superior testemunha um nível marinho mais alto que o atual. Infelizmente, os corais fornecem unicamente o limite inferior da posição do nível do mar.

Além disso, nos terraços arenosos encontram-se, abundantemente em alguns casos, como acontece na área de Cananéia (SP), tubos fósseis de *Callichirus* situados acima da zona de vida atual desses animais (Suguo & Martin 1976b, Suguo *et al.* 1984b).

EVIDÊNCIAS PRÉ-HISTÓRICAS Numerosos sambaquis construídos pelos antigos habitantes nativos das zonas costeiras são encontrados nas planícies sedimentares do litoral brasileiro. A posição de alguns desses sambaquis só pode ser explicada por uma extensão lagunar claramente superior à atual e, conseqüentemente, por um nível marinho superior ao atual (Martin *et al.* 1984d).

Antigos níveis marinhos do Quaternário no litoral brasileiro. ANTIGO NÍVEL MARINHO ALTO (MAIS ANTIGO QUE 120.000 ANOS) O nível marinho alto mais antigo do Quaternário, conhecido ao longo do litoral brasileiro, foi evidenciado só no litoral dos Estados da Bahia e Sergipe. Ele é conhecido sob a designação de *Transgressão Antiga* (Bittencourt *et al.* 1979a). Trata-se de um evento mal definido, pois não existem afloramentos que possam ser atribuídos com certeza a esta transgressão. Os únicos testemunhos conhecidos são constituídos por falésias entalhadas em sedimentos continentais pliocênicos da Formação Barreiras e provavelmente por uma formação recifal não aflorante existente ao sul do Estado da Bahia (Carvalho & Garrido 1966).

NÍVEL MARINHO ALTO DE 120.000 ANOS A.P. A Transgressão Antiga foi seguida por uma nova fase transgressiva, no decorrer da qual o nível relativo do mar, há cerca de 120.000 anos passados, atingiu ± 2 m acima do atual. Esta idade foi estabelecida graças a cinco datações realizadas em corais pelo método Io/U (Martin *et al.* 1982). Esta transgressão é conhecida como *Transgressão Cananéia* no litoral paulista (Suguo & Martin 1978a), e como *Penúltima Transgressão*, nas planícies costeiras dos Estados da Bahia, Sergipe e Alagoas (Bittencourt *et al.* 1979a).

Os testemunhos desse nível marinho alto são formados por terraços de construção marinha essencialmente arenosos encontrados nas regiões estudadas. A partir das estruturas sedimentares e dos tubos fósseis de *Callichirus* é possível reconstruir a posição do nível relativo do mar no espaço, mas, em conseqüência da escassez de datações, não é possível construir curvas de variação do nível relativo do mar em torno de 120.000 anos passados e comparar as altitudes das diversas reconstruções de mesma idade em diversos pontos do litoral.

NÍVEL MARINHO ALTO HOLOCÊNICO O nível marinho alto mais recente é bem conhecido em função de numerosas reconstruções de antigas posições do nível relativo do mar no tempo e no espaço, que puderam ser efetuadas a partir de mais de 700 datações ao radiocarbono.

Além disso, as posições de certos sambaquis, confrontadas com idades de radiocarbono e valores de $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ das conchas constituintes, têm fornecido informações complementares interessantes sobre as oscilações do nível relativo do mar no decorrer dos últimos 5.500 anos.

A partir de todas essas informações, tem sido possível construir curvas ou esboços de curvas das variações do nível relativo do mar para diversos setores do litoral brasileiro. A fim de obter curvas homogêneas, foram utilizados dados provenientes de setores relativamente curtos do litoral com características geológicas uniformes.

Variações do nível relativo do mar no decorrer dos últimos 7.000 anos em vários trechos do litoral brasileiro. SETOR SITUADO AO NORTE DE SALVADOR (BAHIA) Neste trecho, de cerca de 50 km de extensão, foram efetuadas cerca de 60 reconstruções de antigas posições do nível relativo do mar, cobrindo mais ou menos uniformemente os últimos 7.000 anos (Fig. 3a). A partir dessas informações foi possível construir uma curva bastante precisa, que mostra:

- a) o "zero atual" (nível médio atual) foi ultrapassado pela primeira vez no Holoceno há cerca de 7.100 anos;
- b) há aproximadamente 5.100 anos passados o nível relativo do mar passou pelo primeiro máximo situado $4,8 \pm 0,5$ m acima do atual;
- c) após este máximo, ocorreu uma rápida regressão até cerca de 4.900 anos A.P., lenta até 4.200 anos A.P. e novamente acelerada até cerca de 3.900 anos A.P. Nesta época, o nível relativo do mar passou por um mínimo que se situava provavelmente pouco abaixo do atual;
- d) entre 3.900 e 3.600 anos A.P., ocorreu uma transgressão rápida e, em torno de 3.600 anos A.P., o nível relativo do mar passou por um segundo máximo situado $3,5 \pm 0,5$ m acima do nível atual;
- e) entre 3.600 e 3.000 anos A.P., o nível relativo do mar desceu lenta e regularmente. Após 3.000 anos A.P. o abaixamento tornou-se rápido e, em torno de 2.800 anos A.P., o nível relativo do mar deveria situar-se levemente abaixo do atual;
- f) entre 2.700 e 2.500 anos A.P. o nível relativo do mar elevou-se muito rapidamente e, em torno de 2.500 anos A.P., ele passou por um terceiro máximo situado $2,5 \pm 0,5$ m acima do atual;
- g) após 2.500 anos A.P. o nível relativo do mar sofreu um abaixamento regular até atingir a posição atual.

Esta curva está muito bem delineada e poderá servir de referência para setores em que o número de reconstruções seja insuficiente para permitir a reconstrução de uma curva completa. Nesses setores será então possível confrontar as reconstruções obtidas com a curva de Salvador para verificar se elas se situam sobre a curva ou se estão deslocadas em relação a ela.

SETOR SITUADO ENTRE ITACARÉ E ILHÉUS (BAHIA)

Neste setor, com cerca de 60 km de extensão, o número de reconstruções de antigas posições do nível relativo do mar durante os últimos 7.000 anos foi insuficiente para permitir delinear uma curva completa (Fig. 3b). Entretanto as reconstruções obtidas não apresentam qualquer desvio em relação à curva de Salvador. Foi possível evidenciar a presença de três terraços arenosos testemunhando a existência de três períodos de níveis marinhos altos, situados, respectivamente, entre 5 e 4, 4 e 3, 3 e 2 m acima do nível atual. É lógico imaginar que esses três terraços correspondam a três níveis máximos evidenciados no setor de Salvador.

SETOR SITUADO ENTRE CARAVELAS E NOVA VIÇOSA (BAHIA)

Este setor apresenta cerca de 30 km de extensão e foi possível realizar só 11 reconstruções e, além disso, sete dessas estão situadas entre 7.000 e 5.700 anos A.P., tendo sido este o único intervalo de tempo em que foi possível delinear a curva com precisão (Fig. 3c). Todos os dados obtidos estão de acordo com a curva de Salvador.

SETOR SITUADO ENTRE ANGRA DOS REIS E PARATI (RIO DE JANEIRO)

Neste setor, de cerca de 60 km de comprimento, foi possível reconstruir só 17 antigas posições do nível relativo do mar. Entretanto a porção de curva correspondente aos últimos 2.500 anos ficou muito bem definida (Fig. 3d). Além disso, tem-se igualmente indicações da existência de dois níveis máximos: o primeiro, um pouco superior a 3 m, ocorreu entre 3.650 e 3.450 anos A.P.; e o segundo, de cerca de 4,8 m, teria ocorrido ao redor de 5.200 anos A.P.

SETOR SITUADO ENTRE BERTIOGA E PRAIA GRANDE, REGIÃO DE SANTOS (SÃO PAULO)

Cerca de 30 reconstruções neste trecho de aproximadamente 60 km permitiram delinear uma curva bastante completa (Fig. 3e). É interessante verificar que neste setor o nível atual foi ultrapassado pela primeira vez cerca de 6.800 anos passados, isto é, mais tarde que na região da Salvador. Finalmente, os níveis máximos de 5.100 e 3.600 anos A.P. atingiram, respectivamente, 4, 5 e 3 m acima do nível atual.

SETOR SITUADO ENTRE IGUAPE E CANANÉIA (SÃO PAULO)

Neste setor, que apresenta cerca de 100 km de extensão, foi possível realizar só cerca de 10 reconstruções de antigas posições do nível relativo do mar. Entretanto sete dessas reconstruções correspondem ao intervalo de idades entre 6.650 e 5.300 anos A.P., fato que permitiu estabelecer com precisão este trecho da curva (Fig. 3f). Além disso, datações de sambaquis da região associadas às variações de $\delta^{13}C$ (PDB) dos carbonatos de suas conchas forneceram informações complementares muito interessantes. Desta maneira, parece que o nível atual do mar foi ultrapassado pela primeira vez há cerca de 6.600 anos e que o nível máximo de 5.150 anos A.P., cuja idade foi estabelecida com grande precisão em função da curva de variação de $\delta^{13}C$ (PDB), não parece ter sido superior a 4 m.

SETOR SITUADO ENTRE PARANAGUÁ E GUARATUBA (PARANÁ)

Neste trecho de costa, com aproximadamente 50 km de extensão, não foi possível conseguir boas reconstruções de níveis marinhos pretéritos. Entretanto algumas informações permitiram conhecer as tendências gerais de variação do nível relativo do mar (Fig. 3g). Desta maneira, na Baía de Paranaguá (Rio do Maciel, Ilha do Mel etc.), o topo pleistocênico da parte externa dos terraços marinhos situa-se 2,5 m acima do nível atual de maré alta. Como ocorrem traços de antigos alinhamentos de cristas de praias pleistocênicas na superfície desses terraços, é evidente que elas não estiveram submersas durante o Holoceno e, portanto, por ocasião do nível máximo de 5.150 A.P., o nível relativo do mar não poderia estar mais de 2,5 m acima do nível atual.

Por outro lado, datações de sambaquis forneceram informações complementares muito importantes. Desta maneira, o sambaqui de Cacatu, situado na porção mais interna da planície (Bigarella 1951), foi datado de 5.050 ± 200 anos A.P. (Bah. 1392). Este sambaqui, em vista de sua situação geográfica, só poderia ter sido construído durante uma máxima extensão lagunar correspondente a um nível marinho mais alto, que confirma a existência do máximo de 5.150 anos A.P. Além disso, o sambaqui de Macedo repousa sobre sedimentos arenosos correspondentes a uma antiga praia, cujo topo se situa 1,6 m acima do nível atual de maré alta (Hurt & Blasi 1966). Conchas de moluscos coletadas na

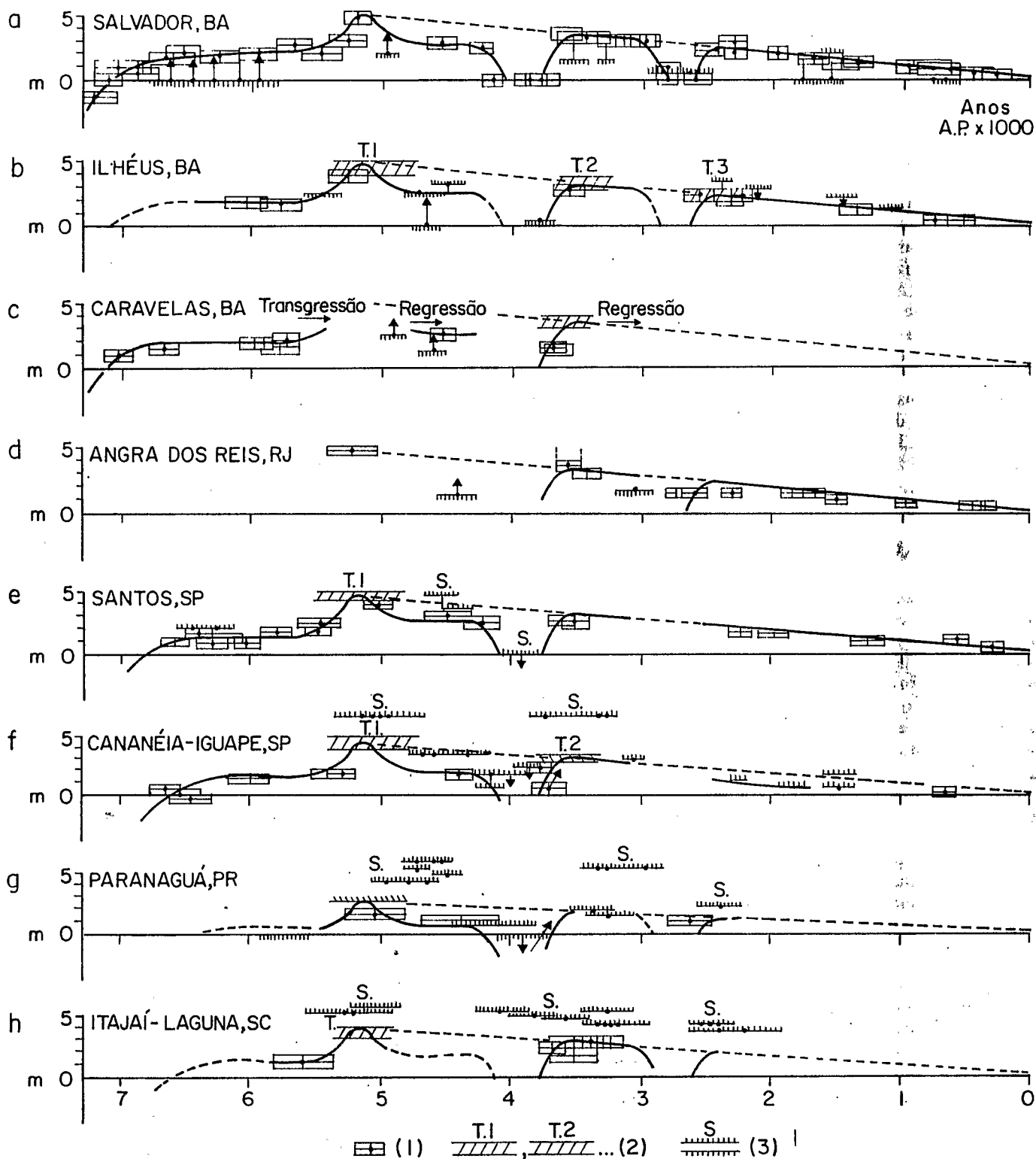


Figura 3 - Curvas de variação do nível relativo do mar em vários setores do litoral brasileiro durante os últimos 7.000 anos A.P.: 1. reconstrução de níveis marinhos pretéritos; 2. terraços de construção marinha; e 3. idades de sambaquis

base deste sambaqui foram datadas em 3.500 ± 60 anos A.P. É evidente que, nesta época, o nível relativo do mar não podia estar mais que 1,6 m acima do nível atual. Conchas de um outro sambaqui, cujo substrato é constituído de sedimentos lagunares, 1,3 m acima do nível atual, foram datadas em 3.290 ± 190 anos A.P. (Bah. 1273). Conchas de um terceiro sambaqui, cuja base está abaixo do nível atual

do mar, foram datadas em 3.920 ± 190 anos A.P. (Bah. 1272). Esta idade confirma a existência de um nível marinho baixo há 3.900 anos. Além disso, valores de $\delta^{13}C(PDB)$ de carbonatos de conchas dos dois últimos sambaquis mostram que, entre 3.920 ($\delta^{13}C(PDB) = -3,56\text{‰}$) e 3.290 anos A.P. ($\delta^{13}C(PDB) = -0,76\text{‰}$), o nível relativo do mar sofreu um levantamento (esses sambaquis

distam entre si apenas algumas centenas de metros). Pode-se, então, pensar que o máximo de 3.600 anos A.P. estivesse situado cerca de 1,6 m acima do nível atual. Finalmente, cerca de 4.400 anos passados, o nível relativo do mar em abaixamento podia situar-se mais de 1 m acima do nível atual.

SETOR SITUADO ENTRE ITAJAÍ E LAGUNA (SANTA CATARINA) As primeiras informações obtidas sobre o Quaternário do litoral do Estado de Santa Catarina permitiram delinear as tendências gerais de flutuações do nível relativo do mar nos últimos 7.000 anos (Fig. 3h). Deste modo, foi possível estabelecer que, na região de Itajaí, cerca de 5.600 anos A.P. o nível relativo do mar estava em ascensão e situava-se cerca de 1 m acima do atual. A seguir, ele passou por um máximo situado 3 a 4 m acima do atual. Pode-se pensar que este máximo, como nos outros setores, tenha ocorrido há cerca de 5.100 anos. De fato, o sambaqui de Gaspar, situado próximo à localidade homônima, bem para o interior do continente no vale do Rio Itajaí-Açu, foi datado em 5.230 ± 350 anos A.P. (Piazza 1966). Considerando-se sua posição geográfica, este sambaqui só poderia ter sido construído na época da máxima extensão lagunar correspondente a um antigo nível marinho mais alto. Um outro sambaqui, situado também no mesmo vale, nas proximidades da localidade de Ilhota, foi datado em 5.340 ± 210 anos A.P. (Bah. 1357).

Uma reconstrução realizada na Ilha de Santa Catarina mostra que há cerca de 3.620 anos o nível relativo do mar situava-se aproximadamente 2,6 m acima do atual. O estudo do sambaqui da Carniça, ao sul de Laguna, efetuado por Hurt (1974), forneceu algumas informações. Cerca de 3.400 anos passados o nível relativo do mar era claramente superior ao atual e estava em abaixamento. Em torno de 3.000 anos A.P. o sítio parece ter sido abandonado, provavelmente em consequência de um abaixamento mais acentuado do nível marinho. Em seguida, ocorreu uma nova elevação do nível relativo do mar durante a qual a parte externa do sambaqui e as camadas sedimentares basais foram erodidas. O sítio foi novamente ocupado a partir de 2.500 anos A.P. Conchas coletadas nos sedimentos lagunares próximos testemunham um antigo nível marinho situado $2 \pm 0,5$ m acima do atual, que foram datadas em 2.500 ± 170 anos A.P. (Bah. 1380).

LITORAL DO ESTADO DE ALAGOAS Não foi possível construir uma curva de variações do nível relativo do mar ao longo do litoral de Alagoas porque as reconstruções mais precisas são pouco numerosas e, além disso, o trecho considerado é relativamente extenso. Entretanto as informações obtidas, quando lançadas na curva de Salvador, não apresentam desvios importantes. Então, pode-se concluir que as variações do nível relativo do mar ao longo do litoral do Estado de Alagoas tenham sido aproximadamente as mesmas que no setor do litoral situado ao norte de Salvador.

Considerações gerais sobre as curvas Primeiramente, verifica-se que em todos os setores estudados o nível relativo do mar já foi superior ao atual, com elevação máxima há cerca de 5.150 anos. Além disso, todas as curvas apresentam formas semelhantes mas exibem amplitudes verticais diferentes. Finalmente, em todos os setores, após o nível máximo de 5.150 anos A.P., parecem ter ocorrido duas rápidas

oscilações de alguns metros do nível relativo do mar. Essas oscilações são demasiadamente acentuadas para ser consideradas apenas de origem climática.

Sobre a curva de Salvador, construída com maior precisão, 17 reconstruções de antigas posições do nível marinho utilizadas para delinear a curva nos últimos 2.500 anos estão situadas sobre uma reta. Além disso, oito outras reconstruções utilizadas para estabelecer a curva entre 3.600 e 3.000 anos estão situadas no prolongamento desta reta. Finalmente, quando se prolonga esta reta até cerca de 5.150 anos A.P. (época do nível máximo holocênico), obtém-se uma posição do nível do mar que estará situado cerca de 5 m acima do atual. Por outro lado, por meio de tentativas, foi possível reconstruir uma antiga posição do nível marinho situado a $4,8 \pm 0,5$ m há 5.150 ± 110 anos. Então várias reconstruções correspondentes aos últimos 5.150 anos situam-se sobre uma mesma reta e o número de pontos é muito grande para que seja apenas um fenômeno fortuito. Além disso, durante alguns intervalos de tempo, a curva experimental se afasta mais ou menos da reta. Então, parece que após 5.150 anos A.P., um primeiro fenômeno tenha ocasionado um abaixamento regular do nível relativo do mar e que um segundo fenômeno, superposto ao primeiro, tenha provocado oscilações muito rápidas deste mesmo nível do mar.

Comparando-se as três primeiras curvas da figura 3, não são verificadas diferenças de amplitudes entre as curvas de Salvador, Ilhéus e Caravelas. Por outro lado, a curva de Angra dos Reis está levemente deslocada para baixo. Este desvio é progressivamente mais acentuado a partir da curva de Santos para Cananéia e finalmente Paranaguá. A curva de Itajaí-Laguna, se bem que apresente desvio em relação à de Salvador, é menos acentuada que a de Paranaguá.

Fenômenos evidenciados pelas curvas de flutuações do nível relativo do mar Em alguns trechos bem limitados do litoral brasileiro, foi possível evidenciar deslocamentos horizontais de paleolinhas de costa holocênicas como consequência de movimentos tectônicos verticais. Assim, por exemplo, na Baía de Todos os Santos (Bahia) no *Graben* do Recôncavo, movimentos de blocos de falhas verticais provocaram segundo Martin *et al.* (1984a), deslocamentos nas paleolinhas de costa holocênicas (Fig. 4). Situação análoga pode ser constatada no *Graben* da Guanabara (Martin *et al.* 1980a) e ao sul do Cabo de São Tomé (Martin *et al.* 1984b), ambos no Estado do Rio de Janeiro. É também possível que certas partes do litoral tenham sido afetadas por um mecanismo de flexura continental, mas este fenômeno parece ter influência em escala de tempo bem maior que o Holoceno (Martin *et al.* 1976a).

Em todos os setores escolhidos para construção de curvas de flutuações do nível marinho, exceto no de Angra dos Reis (Rio de Janeiro), ocorrem testemunhos de terraços marinhos de 120.000 anos A.P. Em nenhum desses setores as partes mais internas, de idades aproximadamente iguais, apresentam uma diferença de altitude nítida. Se a diferença de cerca de 2,5 m, existente na altitude do nível máximo de 5.150 anos A.P. entre o setor de Salvador e o de Paranaguá, fosse de origem tectônica, os testemunhos do nível marinho alto de 120.000 anos A.P. deveriam estar claramente deslocados até cerca de 60 m, mas esta não é a situação. Então, parece que os deslocamentos constatados entre certas curvas representam uma consequência de deformação da superfície do geóide.

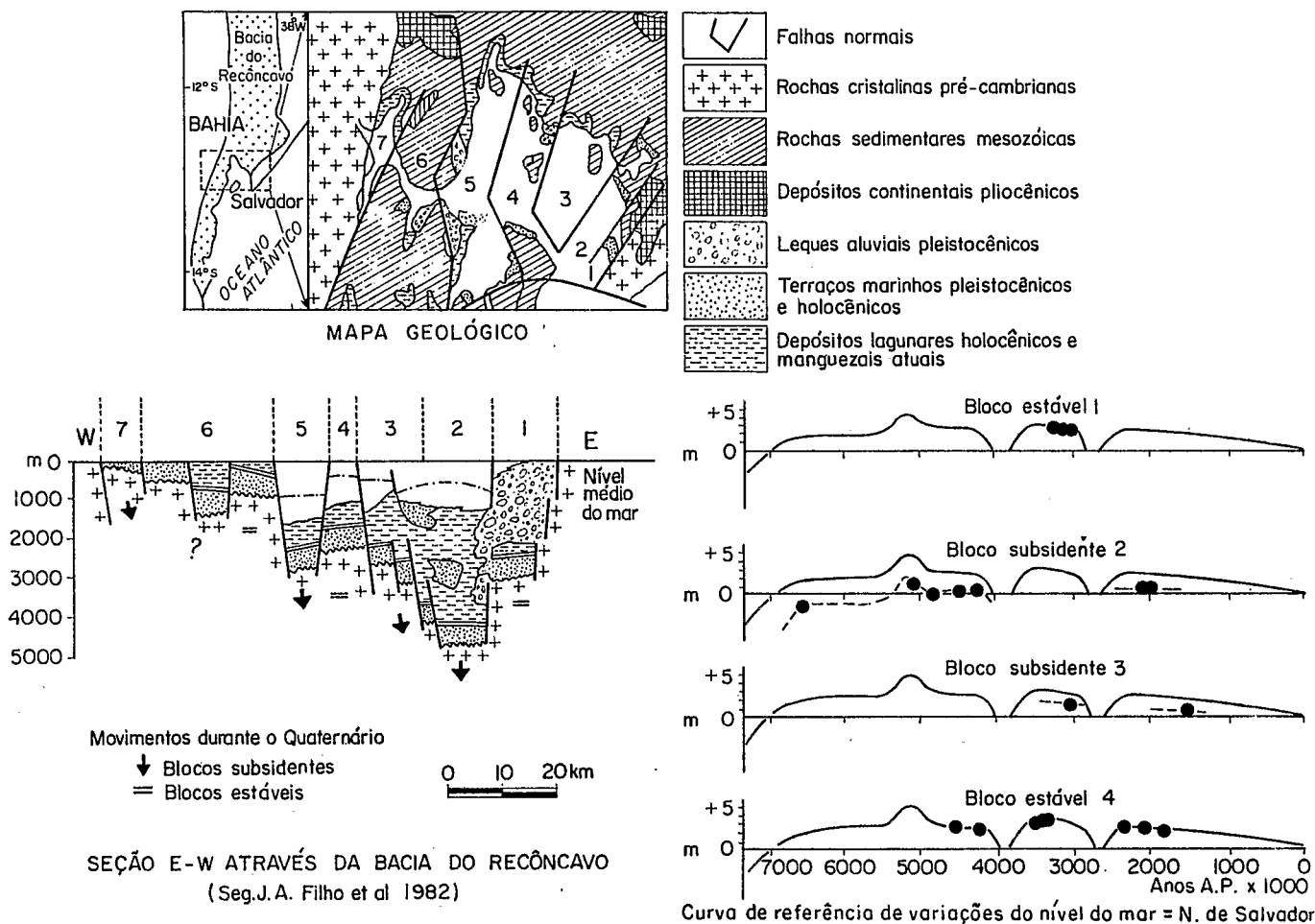


Figura 4 – Posições do nível relativo do mar em diversos compartimentos tectônicos do graben da Bacia do Recôncavo (Estado da Bahia) em relação à curva de Salvador, tomada como referência

Um exame da carta geoidal do Brasil, conforme Martin *et al.* (1985), mostra que a porção oriental do Brasil está situada sobre uma protuberância do geóide cujas “linhas de isolevamento” se dispõem aproximadamente na direção N–S (Fig. 5). De maneira análoga, pode-se ver que a porção ocidental do Brasil está situada sobre uma protuberância centrada na Bolívia e que, entre essas protuberâncias, existe uma depressão que corta o litoral sudeste e norte do Brasil. A parte do litoral do Estado da Bahia, onde estão situados os três primeiros setores que fornecem os dados das curvas de Salvador, Ilhéus e Caravelas, de direção aproximadamente N–S, é mais ou menos paralela às “linhas de isolevamento” do geóide. Por outro lado, a parte do litoral onde estão situados os setores 4 a 7 que forneceram os dados das curvas de Angra dos Reis, Santos, Cananéia e Paranaguá, de direção aproximadamente NE–SE, corta obliquamente as “linhas de isolevamento” do geóide. Desvios horizontais do relevo geoidal, segundo a direção N–S ou E–W, não introduzirão quaisquer deslocamentos nas curvas das figuras 3a a 3c, mas produzirão desvios nas outras curvas.

Admitindo-se que modificações do relevo do geóide em escala regional sejam em parte responsáveis pelos níveis marinhos altos de idade holocênica, encontrados em grande parte do litoral, os desvios verificados poderiam ser explicados, pois as modificações não foram iguais ao longo de todo o litoral. Pode-se, por exemplo, admitir que a fase de sub-

mersão que afetou grande parte do litoral brasileiro, antes de 5.150 anos A.P., seja em parte devida a uma elevação temporária do relevo do geóide e a emersão seguinte, contrariamente, a um abaixamento deste mesmo relevo. Além disso, um pequeno desvio no eixo da depressão central para leste, durante o abaixamento do relevo do geóide, pode explicar os deslocamentos verificados entre as curvas de Angra dos Reis e Paranaguá, conforme a figura 6. Se esta hipótese estivesse correta, os níveis marinhos holocênicos do norte do Brasil deveriam estar igualmente desviados em relação aos níveis correspondentes da região de Salvador. Infelizmente, dados numéricos para esta porção do litoral brasileiro ainda não se acham disponíveis. Entretanto, é interessante verificar que o litoral entre São Luís e Belém apresenta características evidentes de submersão, pois a costa é recortada por falésias vivas entalhadas em sedimentos continentais pliocênicos e os cursos inferiores dos rios que drenam a área foram transformados em rias.

Em conclusão, parece que os níveis marinhos altos do Holoceno do Brasil, que não podem ser de origem glacioeustática nem tectônica, podem ser explicados, pelo menos em parte, pelo levantamento regional do relevo geoidal até cerca de 5.150 anos A.P., seguido por um abaixamento e pequeno deslocamento horizontal para leste. De modo análogo, um abaixamento regional do relevo geoidal, seguido de um levantamento na escala de tempo de centenas de anos,

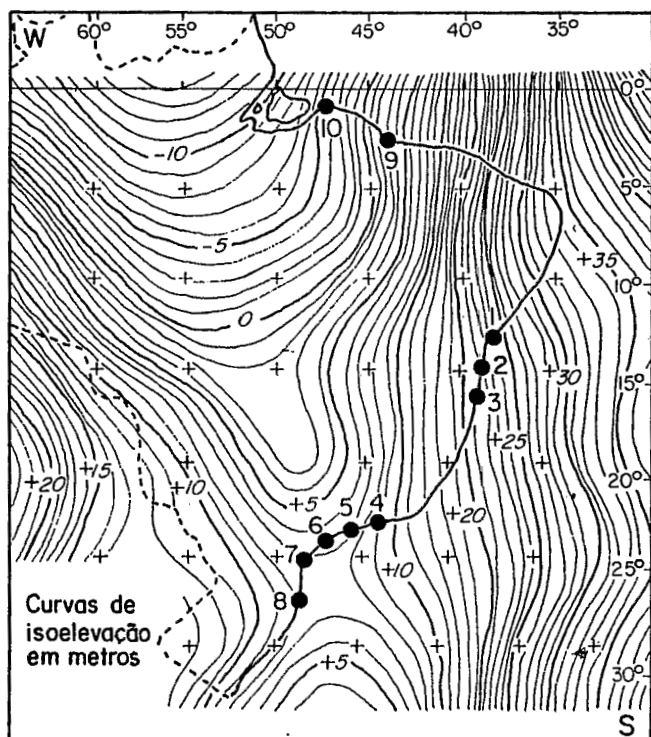


Figura 5 - Carta geoidal do Brasil com a configuração atual das curvas de isoelevação e localizações aproximadas das cidades de Salvador (1), Ilhéus (2), Caravelas (3), Angra dos Reis (4), Santos (5), Cananéia (6), Paranaguá (7), Itajaí (8), São Luís (9) e Belém (10)

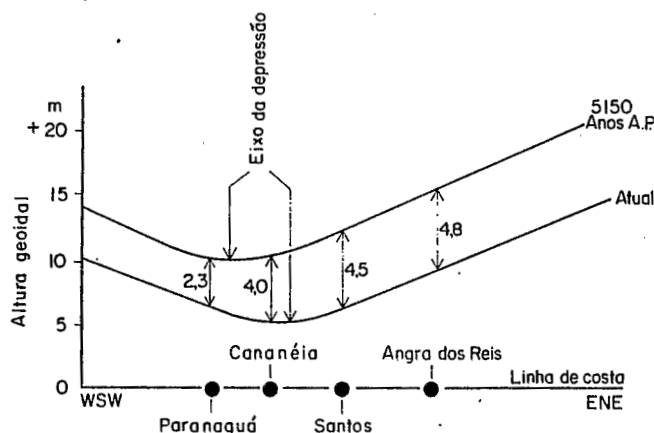


Figura 6 - Comparação entre as superfícies geoidais atual e de 5.150 anos A.P. As diferenças verticais de amplitude podem ser creditadas à subsidência da superfície geoidal acompanhada de ligeiro deslocamento da depressão central para leste

poderia explicar as oscilações rápidas produzidas após 5.150 anos A.P., que também não podem ser atribuídas à glacio-eustasia ou à tectono-eustasia.

CONSEQÜÊNCIAS DAS FLUTUAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR SOBRE A SEDIMENTAÇÃO ARENOSA LITORÂNEA Em suma, pode-se dizer, independente das causas, que a maior parte do litoral brasileiro tenha estado em submersão até cerca de 5.150 anos A.P. seguida de emersão até os nossos dias, quando se faz abstração das duas rápidas oscilações. Esta não é uma situação

encontrada no mundo inteiro para este intervalo de tempo. Por exemplo, ao longo da costa atlântica dos Estados Unidos, o nível relativo do mar nunca ultrapassou o atual durante o Holoceno (Fig. 7). Então, é evidente que a evolução da zona litorânea no decorrer dos últimos anos não pode ser a mesma nos Estados Unidos e no Brasil. As costas em submersão, como dos Estados Unidos, são caracterizadas pela ocorrência de sistemas de ilhas-barreiras e lagunas enquanto as costas em emersão, como do Brasil, pela existência de grandes extensões de planícies arenosas recobertas por alinhamentos de cristas praias. Uma situação equivalente à existente atualmente nos Estados Unidos teria existido no Brasil há 5.150 anos. Uma reconstituição paleogeográfica da desembocadura do Rio Doce há 5.150 anos passados (Suguio *et al.* 1982, 1984a), baseada em datações ao radiocarbono, mostra uma grande semelhança com as feições atualmente existentes na região do Cabo Hatteras (Fig. 8).

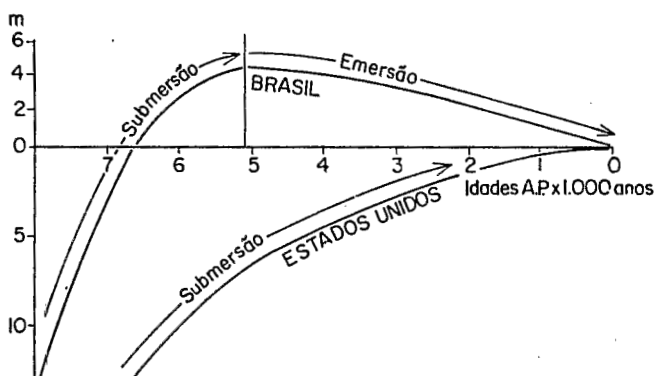


Figura 7 - Curvas esquemáticas médias das variações do nível relativo do mar na porção central do litoral brasileiro e na costa sudeste dos Estados Unidos de 7.000 anos A.P. até hoje

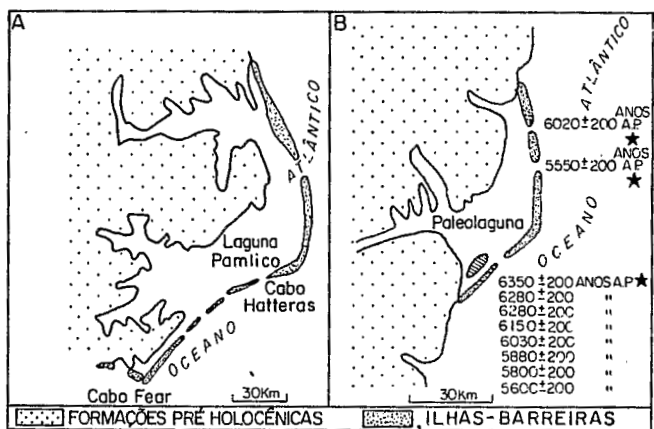


Figura 8 - Comparação da situação atual da região de Cabo Hatteras, Estados Unidos (A) e a situação da planície costeira do Rio Doce há 5.100 anos A.P. (B)

Papel das flutuações do nível relativo do mar na sedimentação arenosa costeira Segundo Bruun (1962), uma vez estabelecido o perfil de equilíbrio na zona litorânea, a elevação subsequente do nível do mar perturbará este equilíbrio, que será restaurado mediante sua translação em direção ao continente. Em consequência, o prisma da praia irá sofrer erosão e o material erodido será transferido e depositado na antepraia (*foreshore*). Esta transferência provocará uma ele-

vação do assoalho de antepraia em magnitude igual à elevação sofrida pelo nível do mar, mantendo-se assim constante a profundidade da lâmina de água.

Testes de campo e de laboratório executados por vários autores, como Schwartz (1965, 1967) e Dubois (1976, 1977), comprovaram a hipótese de Bruun (1962). Ainda que esta regra tenha sido desenvolvida apenas para a situação inversa, isto é, subida do nível relativo do mar, o equilíbrio desfeito na dinâmica de sedimentação litorânea por ocasião da descida deverá também ser restaurado. De fato, um abaixamento do nível relativo do mar, diminuindo a espessura da lâmina de água, irá gerar desequilíbrio no perfil o que o torna mais "agradado". Em consequência, as ondas irão movimentar os sedimentos inconsolidados da ante-praia rumo à costa, estocando-os no prisma praial e provocando, desta maneira, a progradação. Esta transferência irá cessar quando a profundidade for equivalente à que existia anteriormente. Comparativamente, este processo seria semelhante àquele no qual um perfil de tempestade se recupera por transferência de sedimentos de antepraia para o prisma de praia, processo este amplamente registrado na literatura (Davis 1972, King 1972, Komar 1973, 1976, Swift 1976). Analogamente, este mecanismo pode ser perfeitamente observado no decorrer de um ciclo mensal de maré. Durante as marés de sizígia, correspondentes a uma "pequena transgressão", ocorrerão erosão de alta-praia e sedimentação na antepraia; e, contrariamente, durante as marés de quadratura, correspondentes a uma "pequena regressão", ocorrerão sedimentação na alta-praia e erosão na ante-praia.

Então, é evidente que em costas arenosas de baixa declividade, um abaixamento do nível relativo do mar provocará intenso aporte de areia da plataforma interna para a praia. Se o transporte por deriva litorânea for fraco ou nulo, ocorrerá então uma progradação sucessiva da linha de costa pelo acréscimo de cristas praias.

Papel da deriva litorânea de areias na sedimentação costeira O transporte de sedimentos ao longo de uma praia arenosa é devido principalmente a correntes de deriva litorânea geradas pelas ondas. De fato, próximo às praias, as ondas não encontram profundidade suficiente para seu avanço. Este fenômeno é acompanhado pela liberação de grande quantidade de energia, que será consumida parcialmente na colocação em suspensão das areias e, em parte, na formação de correntes de deriva litorânea. Naturalmente, este fenômeno só ocorrerá se as ondas atingirem obliquamente a linha de praia.

A velocidade desta corrente é bastante lenta mas sua ação se faz sentir em uma zona onde as areias foram colocadas em suspensão pela arrebentação das ondas e, portanto, o volume de areia transportado por este meio será considerável. Vários cálculos têm mostrado que a velocidade da corrente de deriva litorânea é máxima quando as ondas atingem a praia com ângulos variando entre 46° e 58° (Larras 1961). A ação combinada de águas de espraiamento das ondas de arrebentação e das correntes de deriva litorânea provocará o transporte pulsatório das areias. Evidentemente, o sentido de transporte dependerá da direção de incidência das frentes de onda que atingem a praia.

Certamente, durante um período de abaixamento do nível relativo do mar, parte da areia fornecida para o restabelecimento do equilíbrio irá transitar ao longo da praia em consequência deste mecanismo. Este transporte prosseguirá

até que as areias sejam retidas por um obstáculo. Isso explica as grandes diferenças que podem existir em uma região que tenha sofrido um abaixamento uniforme do nível do mar. Os depósitos arenosos serão pouco desenvolvidos ou mesmo ausentes onde há predominância do trânsito litorâneo e tornam-se muito importantes nas zonas onde uma "armadilha" ou obstáculo tenha propiciado a retenção das areias. Esses obstáculos podem ser de diferentes naturezas, tais como reentrâncias de linha de costa, ilhas, baixios formando áreas de fraca energia, pontões do embasamento rochoso, desembocaduras fluviais importantes etc.

Bloqueio do transporte litorâneo de sedimentos arenosos pelo fluxo fluvial Em condições favoráveis, o jato de água junto à desembocadura fluvial irá constituir um obstáculo que poderá bloquear o transporte de areias, de maneira análoga a um molhe artificial em região costeira. Em geral, essas estruturas marítimas "ancoradas" no continente estendem-se até além da zona de arrebentação, interrompendo completamente o trânsito litorâneo dos sedimentos. Como resultado, os sedimentos ficarão retidos de encontro ao obstáculo e farão com que a linha de costa a barlamar desta estrutura progride rapidamente. Enquanto isso, a sota-mar, a ação de deriva litorânea continua promovendo a remoção dos sedimentos e provocando o recuo de linha costeira (Fig. 9).

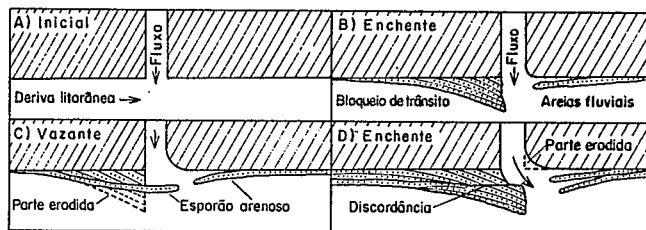


Figura 9 - Mecanismo de bloqueio do transporte litorâneo de areias por efeito do fluxo formado por uma desembocadura fluvial em região costeira

Komar (1973), simulando por computador a evolução de um delta onde a ação das ondas é a forma predominante na redistribuição dos sedimentos, chamou a atenção para o fato de que, quando as ondas se aproximam da praia em ângulo agudo, o jato fluvial se comporta como um molhe e constitui um obstáculo ao transporte litorâneo dos sedimentos. Desta maneira, a planície deltaica progrediria rapidamente a barlamar da desembocadura enquanto a sota-mar ocorreria principalmente erosão de sedimentos.

Os mecanismos atuantes na desembocadura fluvial, em zona litorânea, podem ser esquematizados da seguinte maneira:

a) Em períodos de alta descarga fluvial, o jato de água junto à desembocadura irá atuar como um obstáculo, que tenderá a bloquear o transporte das areias, do mesmo modo que um molhe artificial. Desta maneira, haverá uma tendência à sedimentação a barlamar e à erosão a sota-mar, mas, a jusante da corrente, o déficit de sedimentos pode ser compensado pelos sedimentos supridos pelo próprio rio.

b) Por outro lado, em épocas de baixa descarga fluvial, o obstáculo representado pelo jato fluvial deverá praticamente desaparecer, de modo que a "meia-cúspide" construída a barlamar, na fase precedente, poderá sofrer acelerado processo de erosão. Os sedimentos resultantes da erosão são

transportados a sota-mar e originam um pontal arenoso que tenderá a obstruir a desembocadura fluvial. Se o período de vazão mais fraca prolongar-se por tempo suficiente, o pontal poderá resistir às fases iniciais de maior vazão. A seguir, só a extremidade do pontal poderá ser destruída e o barramento na desembocadura pode fazer com que a foz sofra um desvio no sentido da deriva litorânea. Este processo deixará sobre a planície costeira linhas de truncamento zigzagueantes. Acompanhando estas linhas de truncamento será construído, a barlamar, novo sistema de cristas arenosas alimentado por transporte litorâneo paralelo à linha de costa.

Como consequência do "efeito de molhe" da desembocadura fluvial, alternado por fases de fraca energia, constata-se o surgimento de acentuada assimetria entre as porções da planície costeira situadas de um e do outro lado da foz. Isso sucede porque, enquanto a barlamar da desembocadura a linha costeira avança à custa de incorporação sucessiva de sedimentos arenosos trazidos pela deriva litorânea, a sota-mar a progradação se processa principalmente em função dos aportes fluviais, seja pelo desenvolvimento de pontais na margem da desembocadura a sota-mar, seja pelo retrabalhamento das barras de desembocadura, que pela ação de refração das ondas evoluem para "ilhas lunadas". Uma vez formados, esses pontais e ilhas irão abrigar em seu lado interno zonas protegidas que de lagunas evoluem para lagoas e zonas pantanosas com manguezais. Além disso, os deslocamentos da desembocadura serão marcados por uma sucessão de degraus realçados por nítidas discordâncias nos alinhamentos das cristas praias.

Desta maneira, a porção da planície a barlamar da foz será formada por faixas de cristas praias essencialmente marinhas enquanto a porção a sota-mar será constituída por alternância de cristas arenosas fluviais e zonas baixas arenóvilas com matéria orgânica.

FASES EVOLUTIVAS DAS PLANÍCIES LITORÂNEAS BRASILEIRAS

As flutuações do nível relativo do mar, associadas às modificações climáticas, constituíram a principal causa da formação das planícies litorâneas brasileiras, cujo modelo evolutivo mais completo foi idealizado para o litoral do Estado da Bahia (Fig. 10). Este modelo é válido para o trecho do litoral compreendido entre Macaé (RJ) e Recife (PE), e, em outras regiões, registros correspondentes a um ou mais estádios podem estar ausentes.

Estádio I: Sedimentação da Formação Barreiras No Plioceno, ocorreu a sedimentação da Formação Barreiras sob condições de clima semi-árido sujeito a chuvas concentradas e torrenciais, que deu origem a depósitos de leques aluviais coalescentes que, conforme Ghignone (1979), entulharam extenso trecho da costa brasileira. Quando da deposição desta formação, o nível do mar era bem mais baixo que o atual e, portanto, seus sedimentos recobriram, de acordo com Bigarella & Andrade (1964), parte da plataforma continental adjacente.

Os sedimentos da Formação Barreiras estendem-se desde o Rio de Janeiro até a desembocadura do Rio Amazonas.

Estádio II: Máximo da Transgressão Antiga: Segundo Vilas-Boas *et al.* (1981), o clima tornou-se mais úmido ao final da sedimentação da Formação Barreiras e teve início, então, a Transgressão Antiga, que erodiu a porção externa

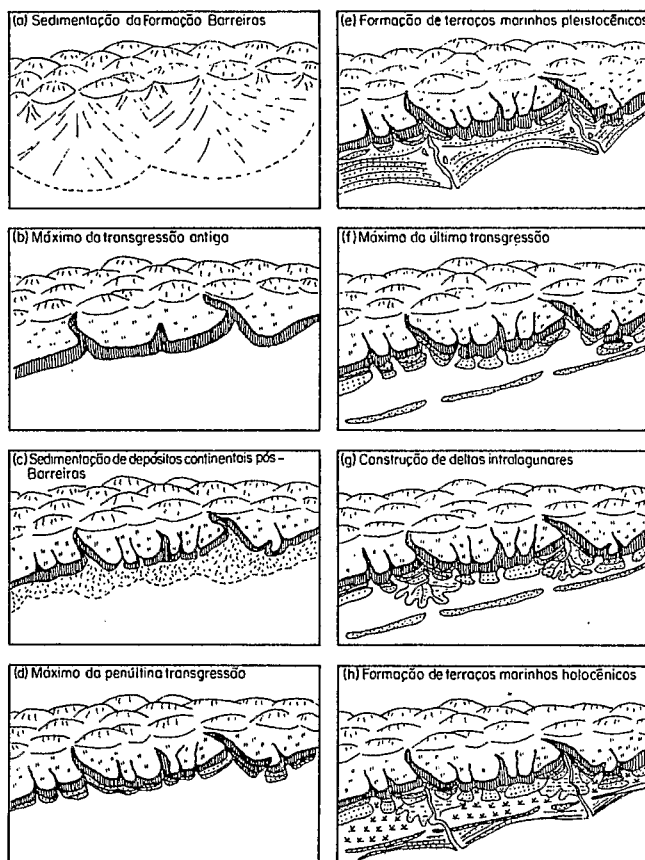


Figura 10 - Estádios evolutivos de sedimentação costeira durante o fim do Terciário e o Quaternário do Estado da Bahia

daquela formação estabelecendo-se linhas de falésias. Só nas faixas litorâneas dos Estados da Bahia, Sergipe e Alagoas é que as falésias originais se acham preservadas e, possivelmente, foram destruídas durante a Penúltima Transgressão em outras áreas.

Estádio III: Sedimentação da formação continental pós-Barreiras Após o nível máximo da Transgressão Antiga e durante a regressão subsequente, o clima readquiriu características semi-áridas, pelo menos nas áreas correspondentes aos Estados da Bahia, Sergipe e Alagoas. Este retorno do clima semi-árido ensejou a formação de novos depósitos continentais na forma de leques aluviais coalescentes, que se sedimentaram no sopé das falésias esculpidas no Estádio II.

Estádio IV: Máximo da Penúltima Transgressão Nesta época, correspondente ao nível máximo da Penúltima Transgressão (Transgressão Cananéia), o mar erodiu total ou parcialmente os depósitos continentais formados no Estádio III. Os baixos cursos fluviais foram afogados e transformados em estuários e lagunas, e, onde os depósitos continentais da fase anterior foram totalmente erodidos, o mar alcançou as falésias da Transgressão Antiga, por vezes erodindo-as completamente.

Estádio V: Construção de terraços marinhos pleistocênicos Nesta fase ocorreu a regressão marinha que causou a progradação da planície costeira pelo sucessivo crescimento de cristas praias que formam planícies semelhantes as atuais.

Estádio VI: Máximo da Última Transgressão A rede de drenagem instalada sobre os terraços marinhos pleistocênicos erodiu total ou parcialmente os depósitos escavando, por vezes, vales que atingiram até a Formação Barreiras. A subida do nível do mar durante a Última Transgressão (Transgressão Santos) levou ao afogamento dos cursos fluviais, que foram transformados nas suas desembocaduras em estuários. A seguir, formaram-se ilhas-barreiras que isolaram sistemas de lagunas que, em algumas regiões, atingiram grandes dimensões. Conchas de moluscos e fragmentos de madeira contidos nos sedimentos lagunares foram datados ao radiocarbono e forneceram idades inferiores a 7.000 anos, mostrando que as ilhas-barreiras já se haviam instalado previamente ao nível máximo desta transgressão.

Estádio VII: Construção de deltas intralagunares Nas lagunas situadas nas desembocaduras dos principais cursos fluviais que alcançam o Oceano Atlântico, formaram-se deltas intralagunares alimentados essencialmente pelos sedimentos fluviais.

Estádio VIII: Construção de terraços marinhos holocênicos A descida do nível relativo do mar subsequente ao máximo transgressivo de 5.150 anos A.P. levou à construção de terraços marinhos a partir de ilha-barreira original, resultando na progradação da linha costeira. O abaixamento do nível do mar, além da construção de terraços marinhos, causou a gradual transformação de lagunas em lagoas e estas em pântanos salobros e, finalmente, doces. Numerosas lagoas ainda presentes nessas planícies representam vestígios de antigas lagunas de dimensões bem maiores.

No trecho do litoral brasileiro situado entre Santos (SP) e Torres (RS), também apresentando localmente extensas planícies de cristas praias, o esquema evolutivo acima descrito é válido em suas linhas gerais. As formações Pariqueira-Açu, Alexandra, Iquererim, etc., constituídas por depósitos continentais de expressão local, são correlacionáveis à Formação Barreiras e testemunham fases de clima semi-árido do Estádio I. Não se conhecem, nesta parte do litoral brasileiro, testemunhos da Transgressão Antiga (Estádio II) nem da formação continental pós-Barreiras (Estádio III). Os testemunhos dos Estádios IV e V, correspondentes à Penúltima Transgressão e à regressão subsequentes, respectivamente, são bem desenvolvidos em toda a região. Registros dos Estádios VI e VIII, representando, respectivamente, o máximo da Última Transgressão e a regressão subsequente, são também bem representados. Entretanto, como a maior parte da drenagem na área é dirigida para o interior e constitui a Bacia Hidrográfica do Rio Paraná, não se desenvolveram deltas intralagunares do Estádio VII, exceto na desembocadura do Rio Tubarão (Estado de Santa Catarina), ainda em atividade. Finalmente, tendo sido o abaixamento do nível relativo do mar durante a Última Transgressão menos acentuado, o desenvolvimento de depósitos marinhos holocênicos é menos importante que na porção do litoral entre Macaé (RJ) e Recife (PE).

PLANÍCIES COSTEIRAS DAS DESEMBOCADURAS DOS PRINCIPAIS RIOS BRASILEIROS Associadas às desembocaduras dos principais rios brasileiros que vão ter no Oceano Atlântico, existem zonas de progradação que Bacoccoli (1971), baseado em conceitos de Scott & Fischer (1969), classificou como "deltas altamente destrutivos", enquadrando-as nos subtipos "dominados por marés" (Rio

Amazonas) e "dominados por ondas" (rios Paraíba, Jaguaribe, São Francisco, Jequitinhonha, Doce e Paraíba do Sul). Além disso, este autor atribuiu idade holocênica e propôs um esquema evolutivo totalmente ligado à Transgressão Flandriana, passando em alguns casos por fase estuarina intermediária até constituírem deltas mais típicos, de cuja construção resultaria o avanço generalizado da costa.

Entretanto na costa do Brasil são encontradas extensas zonas de progradação sem qualquer relação com cursos fluviais atuais ou pretéritos. O caso mais expressivo situa-se na região de Caravelas (BA), onde, além de depósitos fluviais, ocorrem todos os tipos de sedimentos corriqueiramente encontrados nos "deltas dominados por ondas" do Quaternário Litorâneo Brasileiro Bacoccoli (1971), em vista disso, chegou a sugerir que esta área representaria antigo delta do Rio Mucuri, inexpressivo curso fluvial situado naquela porção da planície costeira.

O fato de se encontrarem zonas de progradação desvinculadas de cursos fluviais importantes tem despertado nossa atenção. Os modelos clássicos de sedimentação costeira, idealizados por Fisher (1969), Galloway (1975), Hayes (1979) e outros, consideram a importância da energia das ondas, da amplitude das marés, da carga sólida fluvial, etc., considerando-os como fatores essenciais, mas nenhum autor menciona a possibilidade de interferência das flutuações do nível relativo do mar. Em seu trabalho clássico, Coleman & Wright (1975) analisaram cerca de 400 parâmetros que poderiam intervir na construção de depósitos deltaicos arenosos, mas esses autores também simplesmente esqueceram de considerar talvez o mais importante fator, isto é, possível abaixamento do nível relativo do mar no decorrer do Holoceno. Tivemos oportunidade de ver que este abaixamento provocava o aporte, da antepraia para a praia, de grandes volumes de areia, que podem, em parte, ser carreados pela deriva litorânea até serem bloqueados por um obstáculo como, por exemplo, uma desembocadura fluvial importante agindo como um molhe artificial. Quando a deriva litorânea for o processo predominante, as areias aportadas pelos cursos fluviais se depositarão somente a sota-mar, já que a barreira acumular-se-ão areias marinhas bloqueadas pelo fluxo fluvial. Por outro lado, só na ausência de deriva litorânea, isto é, quando as frentes de onda atingem paralelamente a linha de praia, os sedimentos fluviais serão retrabalhados pelas ondas e depositados em ambos os lados da desembocadura. Estudos detalhados executados nas planícies sedimentares das desembocaduras dos rios Paraíba do Sul, Doce, Jequitinhonha e São Francisco demonstram que o sentido da deriva litorânea tem sido constante por longo período de tempo (Bittencourt *et al.* 1982a, Dominguez *et al.* 1981a, 1981b e 1983).

A validade do nosso modelo foi comprovada pela morfometria de grãos quartzosos de amostras provenientes de terraços arenosos situados em ambos os lados da desembocadura do Rio Paraíba do Sul, confrontada com as de areias fluviais atuais. Este estudo mostrou, de modo muito evidente, que as areias transportadas pelo rio estão sendo depositadas quase que somente na porção norte da desembocadura (Martin *et al.* 1984c).

Como a maior parte das planícies sedimentares das desembocaduras dos rios Paraíba do Sul, Doce, Jequitinhonha e São Francisco não foi construída a partir de sedimentos transportados diretamente pelo curso fluvial, pode-se questionar se o termo delta é o mais apropriado para designar

nar essas feições de progradação (Dominguez *et al.* 1982).

CONSIDERAÇÕES FINAIS As flutuações do nível relativo do mar, associadas a modificações climáticas no decorrer do Quaternário, desempenharam um papel fundamental na formação das planícies sedimentares do litoral brasileiro. Numerosas reconstruções de antigas posições do nível relativo do mar, acompanhadas de mais de 700 datações ao radiocarbono, permitiram construir curvas de flutuações do nível nos últimos 7.000 anos em diversos setores deste litoral. Essas curvas mostram que, em geral, excluindo-se trechos muito limitados, este litoral esteve submetido a submersão até cerca de 5.150 anos A.P., seguido de emergência. Esta situação, que não é encontrada em todas as partes do mundo, constitui um elemento essencial na compreensão dos mecanismos de sedimentação litorânea. Na verdade, os modelos clássicos de sedimentação costeira consideram a amplitude das marés, a energia das ondas, a carga sólida dos rios etc. como fatores essenciais, mas nenhum deles relaciona o possível abaixamento do nível relativo do mar durante o Holoceno como causa de sedimentação costeira. Talvez isso pudesse ser atribuído ao fato de os modelos terem sido

estabelecidos a partir de exemplos dos Estados Unidos ou Europa onde, quase sempre, o nível relativo do mar nunca foi superior ao atual durante o Holoceno.

Agradecimentos Os autores agradecem sinceramente às seguintes entidades, que têm possibilitado a realização de uma série de trabalhos relacionados ao assunto nos últimos 10 anos: Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), Conselho Nacional do Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Universidade de São Paulo (USP) e Universidade Federal da Bahia (UFBA).

Além disso, os agradecimentos devem ser estendidos também ao Departamento de Águas e Energia Elétrica (São Paulo), Secretaria de Minas e Energia (Bahia) e outras entidades governamentais, além de algumas empresas particulares, que têm colaborado com os autores.

Finalmente, cabe ainda agradecer aos líderes de projetos internacionais do Programa Internacional de Correlação Geológica, especificamente do Projeto 61 (Dr. Arthur L. Bloom) e Projeto 200 (Dr. Paolo A. Pirazzoli), que têm incentivado os autores na realização dessas pesquisas.

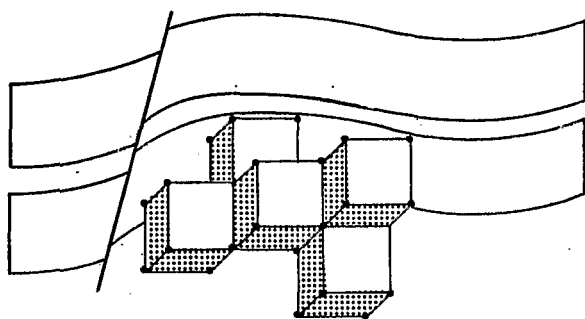
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BACOCOLI, G. - 1971 - Os deltas marinhos holocênicos brasileiros - Uma tentativa de classificação. *Bol. Técn. Petrobrás* 14:5-38.
- BIGARELLA, J.J. - 1951 - Contribuição ao estudo dos sambaquis no Estado do Paraná. *Arquivos Biol. Tecnol.* vol. V art. 17: 231-292, vol. VI art. 18:293-314.
- BIGARELLA, J.J. - 1965 - Subsídios para o estudo das variações do nível oceânico no Quaternário Brasileiro. *An. Acad. Bras. Ciên.* 37 (suplemento):263-278.
- BIGARELLA, J.J. & ANDRADE, G.O. - 1964 - Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). Universidade do Recife, *Arquivos Inst. Ciên. Terra* 2:2-14.
- 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, In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1, São Paulo, 1978, *Proceedings*, São Paulo, IGCP, Project 61, p.232-253.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M.; MARTIN, L. - 1979 - *Geologia dos depósitos quaternários do litoral do Estado da Bahia*. Textos básicos, 1:1-21, Salvador.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L.; FERREIRA, Y. de A. - 1982a - Evolução do "delta" do Rio São Francisco (SE/AL) durante o Quaternário: Influência das variações do nível do mar. In: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO NO BRASIL, 4, Rio de Janeiro, *Atas...*, Rio de Janeiro, CTCQ/SBG, p. 49-68.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FERREIRA, Y. de A. - 1982 - O Quaternário costeiro do Estado de Sergipe. In: CONG. BRAS. GEOL., 32, Salvador, 1982, *Breves Comunicações*, Salvador, SBG, p. 92.
- BRANNER, J.C. - 1904 - The stone reefs of Brazil, their geological and geographical relations. *Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard College*: 44, Geol. Ser. 7.
- BRUUN, P. - 1962 - Sea-level as a cause of shore erosion. *Amer. Soc. Civil Engrs. Proc., Journal of Waterways and Harbors Division* 88:117-130.
- CARVALHO, K.W.B. & GARRIDO, J.L.P. - 1966 - *Reconhecimento geológico da Bacia Sedimentar Bahia Sul/Espírito Santo*. Petrobrás, DEXPRO, Relatório 2496. 77 p.
- COLEMAN, J.M. & WRIGHT, L.D. - 1975 - Modern river deltas: Variability of process and sand bodies. In: BROUSSARD, M.L. ed. *Delta models for exploration*, Houston Geol. Soc.: 99-150.
- DAVIES, J.L. - 1972 - Geographical variations in coastal development. In: CLAYTON, K.M. ed. *Geomorphology Text 4*, New York, Longman Co. Ltd. 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, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia). 73 p.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L. - 1981a - Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Rev. Bras. Geoc.* 11(4):227-237.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. - 1981b - Evolução paleogeográfica do delta do Rio Jequitinhonha durante o Quaternário. In: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO NO BRASIL, 4, Rio de Janeiro, *Atas...*, Rio de Janeiro, CTCQ/SBG, p. 69-82.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; FERREIRA, Y. de A.; FLEXOR, J.M. - 1982 - 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, 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): 98-105.
- DUBOIS, R.N. - 1976 - Nearshore evidence in support of the Bruun rule on shore erosion. *Journal Geol.* 84(4):485-491.
- DUBOIS, R.N. - 1977 - Predicting beach-erosion as a function of rising water level. *J. Geol.*, 85(4):470-476.
- FAIRBRIDGE, R.W. - 1962 - World sea-level and climatic changes. *Quaternaria*, 6:111-134.
- FISHER, W.L. - 1969 - Facies characterization of Gulf Coast Basin delta system with Holocene analogues. *Transactions Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, 19:239-260.
- FLEXOR, J.M. & MARTIN, L. - 1979 - Sur l'utilisation des gres coquilliers de la région de Salvador (Brésil) dans la reconstruction des lignes de rivage holocènes. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1, São Paulo, 1978, *Proceedings...*, São Paulo,

- IGCP Project 61, p. 343-355.
- FREITAS, R.O. de - 1951 - *Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil*. São Paulo, Fac. Fil. Ciên. Letras, USP, 120 p. (Bol. 130, Geol. 6).
- GALLOWAY, W.E. - 1975 - Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: BROUSSARD, M.L. ed. *Delta models for exploration*, Houston Geol. Soc.: 87-89.
- GHIGNONE, J.I. - 1979 - Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia, In: INDA, H. ed. *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia*, SME/CPM, 1:24-117.
- HARTT, C.F. - 1870 - *Geology and physical geography of Brazil*. Boston, Fields, Osgood & Co., 620 p.
- HAYES, M.O. - 1979 - Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In: LEATHERMAN, S.P. ed. *Barrier island from Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico*. New York Academic Press, p. 1-27.
- HURT, W.R. - 1974 - *The relationship between the natural environment and four sambaquis, coast of Santa Catarina, Brazil*. Occasional Papers and Monographs, 1, Indiana University Museum, 23 p.
- HURT, W.R. & BLASI, O. - 1960 - *O sambaqui do Macedo, Paraná, Brasil*. Arqueologia nº 2, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.
- KING, C.A.M. - 1972 - *Beaches and coasts*. London, Edward Arnold, 570 p.
- KOMAR, P.D. - 1973 - Computer models of delta growth due to sediment input from rivers and longshore transport. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84 (7):2217-2226.
- KOMAR, P.D. - 1976 - *Beach processes and sedimentation*. Nova Jérsei, Prentice Hall Inc., 429 p.
- LARRAS, J. - 1961 - *Cours d'hydraulique maritime et de travaux maritimes*. Paris. DUNOD. 459 p.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. - 1975 - The State of São Paulo coastal marine Quaternary geology: The ancient strandlines. *An. Acad. Bras. Ciên.* 47 (suplemento):249-263.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. - 1976a - *Étude préliminaire du Quaternaire marin: Comparaison du littoral de São Paulo et de Salvador de Bahia (Brésil)*. Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Géol., VIII (1):33-47.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. - 1976b - O Quaternário marinho do Estado de São Paulo. In: CONG. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, 1976, *Anais...*, Ouro Preto, SBG, v. 1, p. 281-294.
- 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). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1, São Paulo, 1978, *Spec. Publ.*, 2, São Paulo, IGCP, Project 61, 97 p.
- 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 - Le Quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananéia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1, São Paulo, 1978, *Proceedings...*, São Paulo, IGCP, Project 61, p. 296-331.
- 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 de 7000 dernières années sur un secteur homogène du littoral brésilien (nord de Salvador). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1, São Paulo, 1978, *Proceedings...*, São Paulo, IGCP, Project 61, p. 264-274.
- 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. O.R.S.T.O.M., Sér. Géol., XI (1):96-125.
- MARTIN, L.; VILAS-BOAS, G.S.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; FLEXOR, J.M. - 1980b - *Origine des sables et âges des dunes situées au nord de Salvador (Brésil): Importance paléoclimatique*. Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Géol. XI(1):125-132.
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. 1980c - *Mapa geológico do Quaternário Costeiro do Estado da Bahia*. Governo do Estado da Bahia, SME, 2 folhas, escala 1:250.000, texto explicativo (francês e português), 57.
- 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-interpretation, 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 do máximo da penúltima transgressão. *Ciências da Terra*, 3:16-17.
- 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., 33, Rio de Janeiro, 1984, *Anais...*, Rio de Janeiro, SBG, v. 1, p. 19-35.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; DOMINGUEZ, J.M.L.; AZEVEDO, A.E. G. - 1984b - 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.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; TESSLER, M.G. & EICHLER, B.B. - 1984c - Significado geológico das variações dos graus de arredondamento das areias holocênicas da planície costeira do Rio Paraíba do Sul. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984, *Anais...*, Rio de Janeiro, SBG, v. 1, p. 119-132.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. - 1984d - Informações adicionais fornecidas pelos sambaquis na reconstrução de paleolinhas de praia quaternária: Exemplos da costa do Brasil. *Rev. da Pré-História*, VI:128-147.
- MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; BLITZKOW, D. & SUGUIO, K. - 1985 - Geoid change indications along the Brazilian coast during the last 7,000 years. In: CORAL REEF CONGRESS, 5, Tahiti, *Abstracts volume*, Tahiti, IGCP, Project 200, p. 2.
- MÖRNER, N.A. - 1980 - Eustasy and geoid changes as a function of core/mantle changes. In: MÖRNER, N.A. ed. *Earth rheology, isostasy and eustasy*. Londres, John Wiley & Sons. p. 535-553.
- MÖRNER, N.A. - 1984 - Interaction and complexity of sea-level changes, vertical crustal movements and geoid deformation. In: SYMPOSIUM ON NEOTECTONICS AND SEA-LEVEL VARIATIONS IN GULF OF CALIFORNIA AREA, 1, Hermosillo, 1984, *Abstracts volume*, Hermosillo, IGCP, Project 200, p. 129.
- PIAZZA, W. - 1966 - *Estudos de sambaquis*. Série Arqueologia 2, Universidade Federal de Santa Catarina.
- SCHWARTZ, M.L. - 1965 - Laboratory study of sea-level rise as a cause of shore erosion. *J. Geol.*, 73(3):528-534.
- SCHWARTZ, M.L. - 1967 - The Bruun theory of sea-level rise as a cause of shore erosion. *J. Geol.*, 75(1):76-92.
- SCOTT, A.J. & FISHER, W.L. - 1969 - *Delta systems and deltaic deposition*. Discussion Notes, Dept. Geol. Sci., Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin.
- SUGUIO, K. - 1977 - *Annotated bibliography (1960-1977) on Quaternary shorelines and sea-level changes in Brazil*. Contribuição do Instituto de Geociências, USP/IGCP Project 61, 35 p.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. - 1976a - Brazilian coastline quaternary formations: The States of São Paulo and Bahia littoral zone evolutive schemes. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON CONTINENTAL MARGINS OF ATLANTIC TYPE, 1, São Paulo, 1975, *Proceedings...*, An. Acad. Bras. Ciên. 48 (suplemento): 325-331.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. - 1976b - Presença de tubos fósseis de *Callianassa* nas formações quaternárias do litoral paulista e sua utilização na reconstrução paleoambiental. *Bol. IG, Inst. Geoc., 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, *Spec. Publ.* 1, São Paulo, IGCP, Project 61, 55 p.
- SUGUIO, K. & 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, escala 1:100.000.
- 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: MÖRNER, N.A. ed. *Earth rheology, isostasy and eustasy*, John Wiley & Sons: 471-486.
- 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, 1981, *Proceedings...*, Dept. of Geology, University South Carolina: 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.; 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: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO NO BRASIL, 4, Rio de Janeiro, *Atas...*, Rio de Janeiro, CTCQ/SBG, p. 93-116.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. – 1984a – Quaternary emergent and submergent coasts: Comparison of the Holocene sedimentation in Brazil and southeastern United States. *An. Acad. Bras. Ciên.* 56(2): 163-167.
- SUGUIO, K.; RODRIGUES, S. de A.; TESSLER, M.G.; LAMBOY, E.E. – 1984b – Tubos de ophiomorpha e outras feições de bioturbação na Formação Cananéia, Pleistoceno da planície costeira Cananéia-Iguape, SP. In: LACERDA, L.D. *et al. Restingas: origem, estrutura, processos*. Niterói: 111-122.
- SWIFT, D.J.P. – 1976 – Coastal sedimentation. In: STANLEY, D.J. & SWIFT, D.J.P. eds. *Marine sediment transport and environmental management*, Wiley Interscience Publ.: 255-310.
- VAN ANDEL, T.H. & LABOREL, J. – 1964 – Recent high sea-level stand near Recife, Brazil, *Science*, 145:580-581.
- VILAS-BOAS, G.S.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L. – 1981 – Leques aluviais pleistocênicos da região costeira do Estado da Bahia. In: REUNIÃO ANUAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA PARA O PROGRESSO DA CIÊNCIA, 33, Salvador, *Boletim de Resumos*, Salvador.

MANUSCRITO

Recebido em 29 de outubro de 1985
Revisão aceita em 25 de fevereiro de 1986

XXXIV
Congresso Brasileiro de Geologia
Goiânia-Goiás

12 a 19 DE OUTUBRO DE 1986