

Tendência de longo prazo à erosão costeira num cenário prospectivo de ocupação humana: litoral norte do estado da Bahia

Abílio Carlos da Silva Pinto Bittencourt¹, Fabiano Cruz do Livramento², José Maria Landim Dominguez¹ & Iracema Reimão Silva¹

Resumo O presente trabalho apresenta uma estimativa, por modelagem numérica, dos padrões de dispersão de sedimentos causados por ondas ao longo do litoral norte do Estado da Bahia, considerando o ângulo de aproximação e a altura da onda ao longo da isóbata de 10m. Para tanto, foi definido um modelo de clima de ondas baseado na construção de diagramas de refração de onda, em função das condições de contorno atuais. Foram identificados dois sistemas unidirecionais de transporte litorâneo efetivo de areia, com sentidos inversos, e com o ponto nodal de divergência localizado em Baixio, o que é confirmado por indicadores geomórficos de deriva. Tal divergência, que implica numa retirada contínua de sedimentos nas suas proximidades, explica a erosão atual nas vizinhanças do ponto nodal, bem como o fato de aí os depósitos quaternários serem praticamente inexistentes, o que pode significar uma tendência subjacente local de longo prazo de déficit de sedimentos. A zona de divergência, assim, fragiliza o sistema costeiro a ela associado, favorecendo o ataque das ondas. Ademais, é aqui sugerido que os fortes ventos que acompanham as frentes-frias durante a sua trajetória pelo litoral norte podem gerar marés meteorológicas, dessa forma contribuindo, principalmente quando em conjunção com marés de sizígia equinociais, para um ataque mais efetivo das ondas ao longo da linha de costa. É no âmbito desse cenário, em que não se pode descartar a possibilidade de permanência dessa tendência de vulnerabilidade à erosão, que já existe planejada a aplicação de vultosos investimentos para a construção de equipamentos turísticos e residenciais.

Palavras-chave: deriva litorânea, refração de ondas, modelagem numérica, zonas de erosão, gestão costeira.

Abstract *Long term coastal erosion trend in a perspective scenery of human occupation: northern coastline of the Bahia State.* In this work, based on a numerical wave-motion simulation, we define the estimated pattern of sediment dispersions caused by waves along the northern coastline of Bahia state. For such modeling, we have considered both the angle of approach and the wave height along the 10m isobath, within a wave climate model based on the construction of wave-refraction diagrams, as a function of the current boundary conditions. Two unidirectional systems of opposite directions were identified for the net drift of coastal sands, what is supported by geomorphic drift indicators. The nodal divergence point of these systems is located in Baixio. This divergence implies a continuous retirement of sediment in its neighbouring, and explain the present erosion observed in the area. It also explain why the Quaternary deposits are practically absent there, pointing out to a local long term trend of sediment deficit. Thus, this divergence zone weaken the associated coastal stretch favoring the waves attack. In addition, it is suggested that the strong winds following cold fronts along the coast can generate meteorological tides, contributing, in conjunction with the proximity of equinoctial spring tides, for a more effective wave attack of the coastline. It is under this scenery, where it can not be discarded the permanence of this vulnerability to erosion, that is being developed a planned application of large investments in construction of touristic and residential equipments.

Keywords: Longshore drift, wave refraction, numerical modeling, erosion zones, coastal management.

INTRODUÇÃO O gerenciamento costeiro requer condições de mudanças no posicionamento da linha de costa em escalas de tempo geológico (acima de 10^3 anos), uma vez que elas controlam as tendências nos movimentos e na morfologia litorânea que têm importância nas escalas de tempo do gerenciamento (10^0 a 10^2 anos) (Cowell *et al.* 2003a). Para tanto, é importante conhecer não somente os processos e fatores atualmente atuantes ao longo da linha de costa como, também, aqueles que têm sido ativos no passado geológico recente (Phillips & Jones 2006).

A identificação, em diferentes escalas de aproximação,

de células dos sentidos da deriva efetiva de sedimentos ao longo da região costeira leste-nordeste brasileira à partir de modelos conceituais (Dominguez *et al.* 1992, Dominguez & Bittencourt 1996, Martin *et al.* 1998) e numéricos (Silva *et al.* 2001, Diniz 2002, Neves 2003, Oliveira 2003, Bittencourt *et al.* 2000, 2005, 2007a e b, Guimarães & Dominguez 2005, Nascimento *et al.* 2007) sugere que, em média, as condições de contorno atuais (ventos e ondas) parecem ter permanecido com as mesmas características gerais desde o Quaternário Tardio (120.000 A.P.), como apontado por Dominguez *et al.* (1992) e Bittencourt

1 - Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, CPGG, Laboratório de Estudos Costeiros, Salvador (BA), Brasil. E-mail: abilio@pesquisador.cnpq.br, landim@cpgg.ufba.br, iracema@pesquisador.cnpq.br

2 - Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, Salvador (BA), Brasil. E-mail: fabianocdl@yahoo.com.br

et al. (2005, 2007a). Tal persistência parece estar basicamente relacionada à marcante estabilidade da célula de alta pressão do Atlântico Sul, que determina o sistema de ventos alísios nela gerado a ser também marcadamente estável (Bigarella 1972). Isto resulta, em linhas gerais, em uma grande estabilidade na direção e velocidade desses ventos e, conseqüentemente, na dispersão de sedimentos ao longo da região costeira leste-nordeste brasileira (Dominguez *et al.* 1992). Na região costeira sul brasileira, os dados de Siegle & Asp (2007) parecem sinalizar nesse mesmo sentido.

Embora reconhecendo as incertezas inerentes a tentativas de predição da evolução de sistemas dinâmicos, como é o caso do sistema costeiro (Oreskes *et al.* 2004, Cowell & Thom 1994), não se pode descartar, todavia, as implicações preditivas quanto à evolução das regiões costeiras acima mencionadas, no que tange aos padrões de dispersão de sedimentos ao longo da linha

de costa modelados à partir das condições de contorno atuais. Não se trata, evidentemente, de pretender realizar predições detalhadas da morfologia costeira para estágios futuros, mas, sim, de se promover avaliações quanto a prováveis estados vindouros, em termos de comportamento genérico de longa duração do sistema costeiro (Cowell *et al.* 2003b, Southgate *et al.* 2003) que possam ser úteis para os planejadores e gestores costeiros.

Bittencourt *et al.* (2000, 2005), a partir de modelagem numérica sobre diagramas de refração de onda confeccionados numa escala aproximada de 1:300.000, identificaram, no litoral norte do Estado da Bahia, três grandes células de deriva efetiva de sedimentos. A partir de um ponto nodal de divergência localizado em Barra do Itariri (Fig. 1), duas dessas células indicam um transporte efetivo de sedimentos para sudeste e, a terceira, para nordeste. Estes autores sugerem que o dé-



Figura 1 - Mapa de localização do litoral norte do Estado da Bahia. São mostrados os limites dos municípios costeiros inclusos na área de estudo.

ficat crônico de sedimentos condicionado por essa zona de divergência poderia, de uma maneira geral, explicar o fato de a planície quaternária ser muito estreita ao longo da costa norte do Estado da Bahia. Posteriormente, Dominguez *et al.* (2006), baseando-se em um monitoramento histórico realizado a partir da comparação de posicionamentos da linha de costa obtidos de fotos-aéreas verticais e de imagens de satélite de diferentes datas (1960/2000) (com uma acurácia de 15m), apresentaram um diagnóstico da erosão costeira no Estado da Bahia, na escala 1:3.600.000, em que o litoral norte é mapeado como “em equilíbrio” durante este período.

Na área de estudo (Fig. 1), no trecho costeiro entre o Farol da Barra e Itacimirim, compreendendo os municípios de Salvador, Lauro de Freitas e Camaçari (SEIA 2007), a ocupação urbana é praticamente contínua e, daí para o norte, ela se dá de forma pontual, mas já tendendo a uma futura integração linear (Silva *et al.* 2008). Em que pese o crescente aumento no desenvolvimento a partir de Itacimirim, iniciado com a implantação de complexos turísticos no município de mata de São João (SEIA 2007) (Fig. 1), o litoral dos municípios de Entre Rios, Esplanada, Conde e Jandaíra, com poucos e pequenos núcleos de urbanização, ainda mantém características mais próximas das originais, apresentando grandes extensões de praias semi-desertas, como na região das vizinhanças de Baixio (Fig. 2) (Lyrio 2003, SEIA 2007).

O litoral norte do Estado da Bahia, mais especificamente, o trecho denominado Costa dos Coqueiros, compreendendo toda a região ao norte de Salvador, é atualmente o terceiro pólo turístico do litoral baiano, sendo superado apenas pela Costa do Descobrimento e Salvador (Silva *et al.* 2008). Em termos de investimentos privados em implantação/previstos, em janeiro de 2008, a Costa dos Coqueiros avulta em importância em relação a todos os pólos turísticos litorâneos do Estado da Bahia, com 69% dos investimentos (de um total estimado de cerca de 3,5 bilhões de dólares), sendo 13,33% já em implantação e o restante planejados (Silva *et al.* 2008). No que tange ao trecho costeiro ainda muito pouco antropizado acima mencionado, algumas dezenas de quilômetros da faixa litorânea já foram recentemente adquiridos na região de Baixio (Figs. 1 e 2), para onde existe planejada a aplicação, a partir de 2009, de investimentos de 750 milhões de reais (Jornal A TARDE 28/12/2008, Silva *et al.* 2008). Todavia, deve-se ressaltar que a implementação desses projetos de ocupação urbana no litoral norte tem sido feita sem uma compreensão adequada da dinâmica sedimentar costeira regional, conforme apontado por Dominguez *et al.* (1996), o que ainda permanece.

Os objetivos do presente trabalho, foram: a) definir os padrões de dispersão de sedimentos ao longo do litoral norte do Estado da Bahia a partir de diagramas de refração de onda confeccionados na escala de 1:100.000, três vezes superior a utilizada por Bittencourt *et al.* (2000, 2005), b) confirmar tal modelo de dispersão com as características geomorfológicas da região costeira e c) avaliar as implicações preditivas de tal modelo para o gerenciamento costeiro da região.



Figura 2 - Trecho costeiro na região das vizinhanças de Baixio, ainda mantendo características próximas das originais (Ver localização de Baixio na figura 1).

CENÁRIO GEOLÓGICO-FISIOGRÁFICO A maior parte da região costeira (Fig. 3) é delimitada internamente por depósitos semi-consolidados da Formação Barreiras (Martin *et al.* 1980, Dominguez *et al.* 2009), de idade Miocênica (Suguio & Nogueira 1999). Na região sul ela é delimitada por rochas sedimentares mesozóicas e pelo embasamento cristalino. Depósitos quaternários são representados por a) dunas e depósitos flúvio-lagunares (mapeados como Quaternário Indiferenciado na figura 3) e b) terraços marinhos pleistocênicos e holocênicos (Martin *et al.* 1980, Dominguez *et al.* 2009). Um cordão-duna estende-se por quase toda a linha de costa (Dominguez *et al.* 2006, Esquivel 2006). Localmente, são encontrados ao longo da praia a) bancos de arenito de praia, entre o Farol da Barra e Sítio do Conde (Martin *et al.* 1980, Dominguez *et al.* 1996), b) recifes de coral, entre Barra do Jacuípe e Imbassaí (Martin *et al.* 1980, Leão & Kikuchi 1999) e c) promontórios do embasamento cristalino, em Salvador (Martin *et al.* 1980) (Fig. 3).

A planície quaternária é muito estreita, apresentando larguras máximas de alguns quilômetros, como é o caso das regiões de Arembepe e Sítio do Conde e, mínimas, de poucas centenas de metros, como entre Porto Sauípe e Barra do Itariri (Fig. 3). De uma maneira geral, a linha de costa apresenta um traçado retilíneo bastante regular (Fig. 3), com características gerais de trânsito livre de sedimentos. Na sua quase totalidade, as praias, arenosas, são extensas, alinhadas pela deriva litorânea. Exceção a isso é o que se observa no município de Salvador, onde os promontórios do embasamento cristalino condicionam a existência de pequenas praias do tipo “de bol-

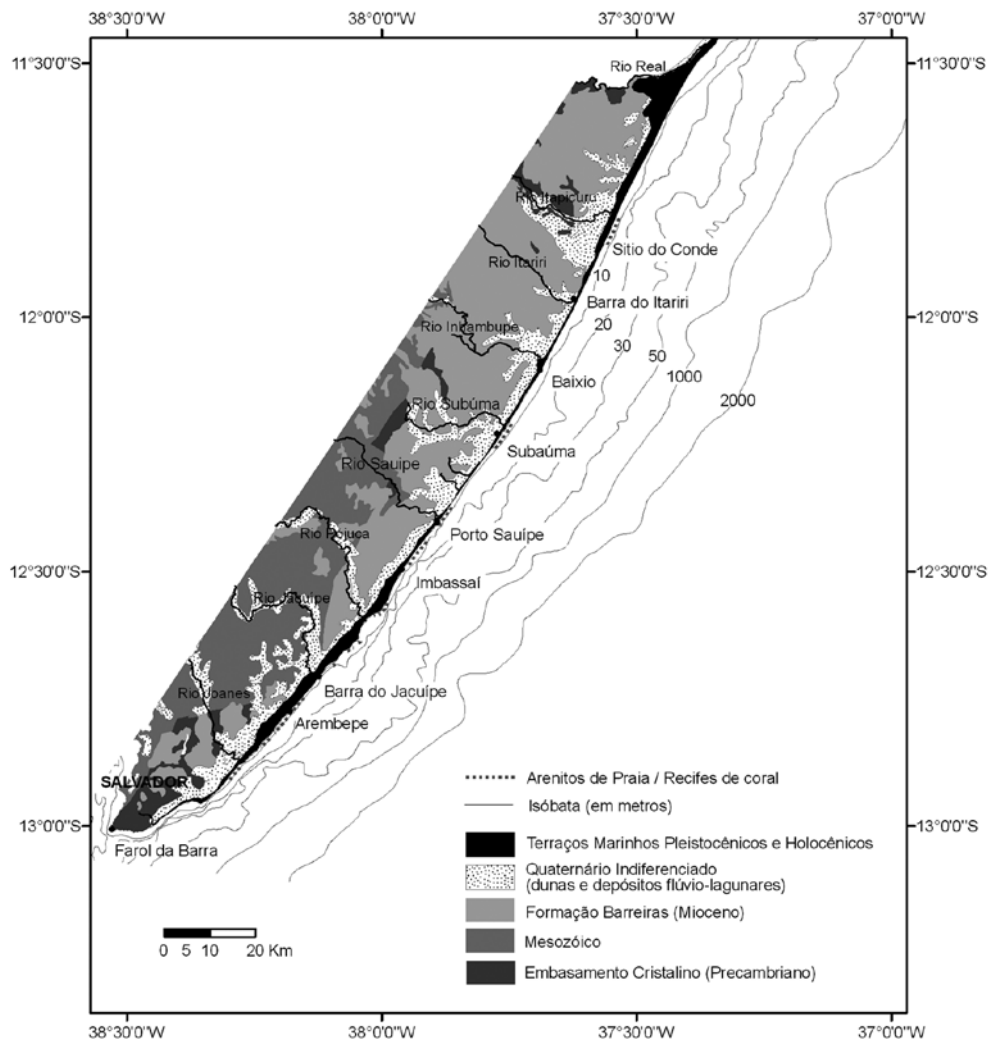


Figura 3 - Mapa Geológico simplificado da região costeira e de regiões vizinhas, correspondentes ao litoral norte do Estado da Bahia, mostrando ainda a morfologia da região submersa a ela contígua.

so”, de trânsito impedido e alinhadas pelo espreadimento.

Os rios que deságuam na área de estudo, na forma de estuários (Fig. 3), apresentam baixas vazões médias anuais, sendo os de maiores vazões o Itapicuru e o Pojuca, respectivamente com 33,0 e 28,1 m³/s e, os de menores, Subáuma e Inhambupe, com 5,2 e 11,2 m³/s, respectivamente (Genz *et al.* 2003). Segundo Nascimento & Lessa (2001) e Genz *et al.* (2003), nos últimos vinte anos do século XX verificou-se uma tendência de redução nas vazões médias anuais dos rios da região, provavelmente acompanhadas por uma diminuição concomitante na descarga dos sedimentos na zona costeira, como consideram ainda Nascimento & Lessa (2001). De acordo com Genz *et al.* (2003), tal redução está associada a uma fase de um ciclo com mais de 30 anos, que ainda permanece.

A plataforma continental (Fig. 3), de uma maneira geral, é relativamente uniforme, bastante estreita (em média de 15km) e com forte gradiente. As isóbatas

apresentam pequenas irregularidades, sendo aproximadamente paralelas entre si e à linha de costa. A linha de quebra se dá em torno de 50m (França 1979).

Não existem dados de maré para o litoral norte do Estado da Bahia. Tomando-se Salvador como referência (Fig. 3), o regime de marés é semi-diurno, do tipo meso-marés, com marés de sizígia apresentando amplitude média de 2,8m (Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil).

SISTEMA DE CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA A área de estudo está inteiramente localizada dentro do cinturão dos ventos alísios do Atlântico Sul (NE-E-SE), que está relacionado à célula de alta-pressão existente nessa região (Bigarella 1972, Dominguez *et al.* 1992, Martin *et al.* 1998). Outro importante elemento da circulação atmosférica na área são os avanços episódicos de frentes-frias, proveniente de SSE, durante o outono e o inverno predominantemente (Dominguez *et al.* 1992, Martin *et*

al. 1998). Esse padrão de circulação faz com que a área de estudo seja regularmente impactada por ventos de E e NE durante o período de primavera e verão, e por ventos de E e SE durante o período de outono-inverno. Além disso, durante o outono e o inverno fortes ventos do ocidente SSE, associados a frentes-frias, reforçam os alísios de SE. São estes padrões de circulação atmosférica que geram as frentes-de-onda que alcançam o litoral norte do Estado da Bahia (Dominguez *et al.* 1992, Martin *et al.* 1998, Bittencourt *et al.* 2000, 2005).

CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DA LINHA DE COSTA

Durante caminhamentos feitos a pé por toda extensão da área de estudo foram marcados, com o auxílio de um receptor GPS, os trechos da linha de costa apresentando evidências de erosão de caráter não-sazonal, como coqueiros caídos (Fig. 4) e escarpas na face frontal do cordão-duna (Fig. 5) (J. M. L. Dominguez, dados não publicados). Com base nesses dados, foram aqui discriminados segmentos costeiros com as seguintes características [o que não foi possível ser identificado pela metodologia adotada por Dominguez *et al.* (2006), face à dificuldade de escala]: a) linha de costa em equilíbrio, com pequenos e esparsos trechos sob erosão – regiões entre o Farol da Barra e Porto Sauípe, e entre Barra do Itariri e Mangue Seco e b) linha de costa com trechos contínuos sob erosão – região entre Porto Sauípe e Barra do Itariri, excetuando o pequeno trecho em Subaúma, que apresenta características do primeiro tipo (Fig. 6).

Através da análise de fotos-aéreas e de imagens de satélite foram identificados pontais arenosos ao longo da linha de costa indicando sentidos opostos da deriva litorânea efetiva dos sedimentos à partir de algum ponto entre o rio Subaúma e Barra do Itariri (Fig. 7A a E).

MODELO DE CLIMA DE ONDAS Não existem disponíveis medidas diretas do regime de ondas para a área de estudo. As condições de ondas usadas nesse trabalho foram extraídas de Hogben & Lumb (1967) (Área 37), os quais registram dados obtidos à partir de observações visuais em mar aberto feitas a partir de navios. As direções de ondas geradas pelos ventos que incidem na área de estudo (Bittencourt *et al.* 2000, 2005), com os respectivos períodos e alturas predominantes, são as seguintes: período de 5s e altura de 1m para as ondas de NE (45°) e E (90°), e período de 6,5s e altura de 1,5m para ondas de SE (135°) e SSE (157,5°). Por outro lado, considerando-se que ao longo da região costeira leste brasileira as ondas do tipo “sea” são muito mais comuns do que as ondas do tipo “swell” (Davies 1972), o que é confirmado pelas estatísticas de ondas presentes em Hogben & Lumb (1967), foram usados os dados dos ventos alísios e da Frente Polar Atlântica para derivar as frequências relativas das frentes-de-onda que incidem na linha de costa: NE – 18%; E – 47%; SE – 30% e SSE – 5%. Baseando-se nesses dados, foram construídos manualmente diagramas de refração de onda, na escala de 1:100.000, de acordo com procedimentos descritos em CERC (1984), resultando em um modelo de clima de ondas genérico para



Figura 4 - Coqueiro caído do cordão-duna apresentando uma escarpa erosiva na sua face frontal, nas proximidades de Barra do Itariri (Ver Fig. 1).



Figura 5 - Escarpa erosiva na face frontal do cordão-duna, entre Baixio e Barra do Itariri.

a área de estudo. Os dados batimétricos usados na construção desses diagramas foram extraídos de uma carta náutica da Marinha do Brasil, em uma escala aproximada de 1:300.000. As ondas não foram propagadas em águas com profundidades inferiores a 10m, que é o limite mais próximo da linha de costa na carta náutica.

Pelo exame dos diagramas de refração consta-

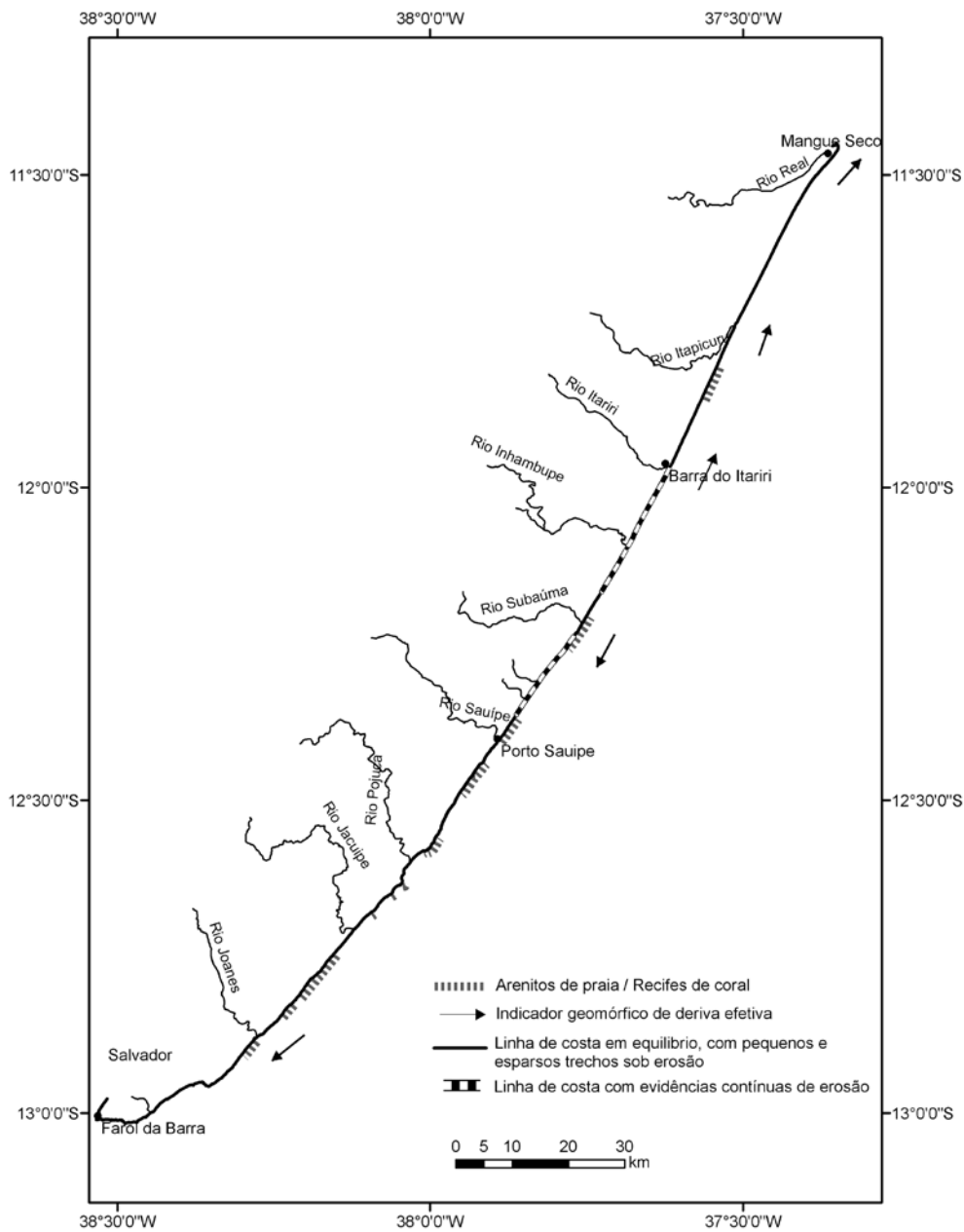


Figura 6 - Características geomorfológicas da linha de costa. São também mostrados os indicadores geomórficos de deriva efetiva de sedimentos (Ver Fig. 7).



Figura 7 - A) Pontal arenoso apontando para sul na foz do Rio Joanes.



Figura 7 - B) Pontal arenoso apontando para sul na foz do Rio Subaúma.

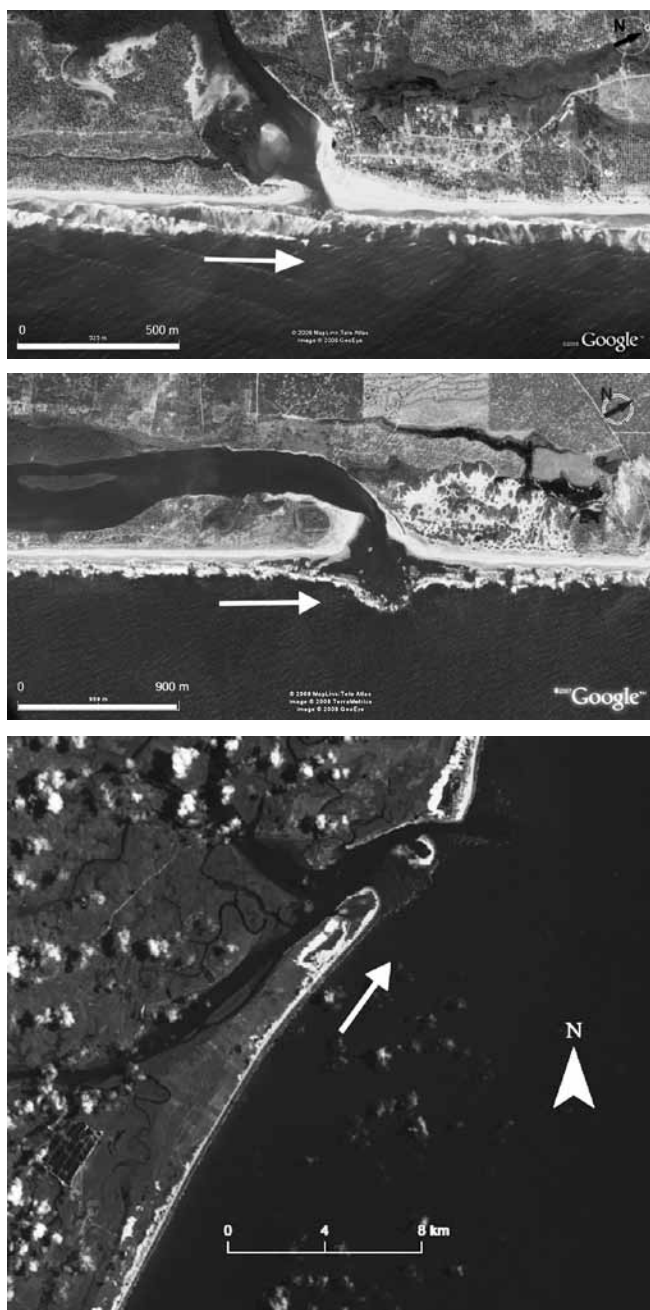


Figura 7 - C) Pontal arenoso apontando para norte na foz do Rio Itariri; D) Pontal arenoso apontando para norte na foz do Rio Itapicuru; E) Pontal arenoso apontando para norte na foz do Rio Real (Ver Fig. 6 para localização).

ta-se que, de uma maneira geral, as ondas de NE são as únicas que apresentam refrações significativas durante a sua propagação para a linha de costa (Figs. 8 a 11), principalmente na metade sul da linha de costa

DETERMINAÇÃO DO SENTIDO DA DERIVA LITORÂNEA EFETIVA A determinação do sentido da deriva litorânea efetiva de sedimentos foi feita pelo cálculo da intensidade potencial da deriva litorânea para cada uma das diferentes direções de frente-de-onda, de acordo com o método descrito em Bittencourt

et al. (2005). Assim, a intensidade potencial da deriva litorânea, para cada frente-de-onda, foi expressa por um número adimensional, considerando a equação (1)

$$X = \text{sen } \alpha \cdot \cos \alpha \cdot H^2, \quad (1)$$

onde X é a intensidade da deriva, e α é o ângulo de incidência da ortogonal à frente-de-onda com a linha de costa, e H é a altura da onda normalizada (i.e., os resultados foram divididos por uma constante com valor de 1m). A altura da onda ao longo da linha de costa foi estimada de acordo com a equação (2) (Bascom 1954):

$$H = H_0 (b_0/b)^{1/2}, \quad (2)$$

onde o zero subscrito designa condições de águas profundas e, b , a distância entre os limites de um conjunto de raios-de-onda adjacentes. A linha de costa foi dividida em 14 segmentos, cada um deles aproximado para uma linha reta, de acordo com a orientação da linha de costa (Figs. 8 a 11). Posteriormente, o valor obtido para a intensidade da deriva foi multiplicado pela porcentagem da frequência anual da direção do vento em relação a qual a frente-de-onda está associada. Nos trechos costeiros apresentando sentidos de deriva opostos durante o ano o sentido da deriva efetiva foi definido considerando o sentido predominante dado pela diferença de intensidade entre as derivas opostas.

A figura 12 mostra os sentidos da deriva litorânea efetiva de sedimentos derivados da modelagem realizada no presente trabalho, onde são identificados dois sistemas unidirecionais de transporte litorâneo efetivo de areia, com sentidos inversos e com o ponto nodal de divergência localizado nas proximidades de Baixio. No trecho costeiro apresentando sentido para nordeste da deriva, há uma reversão nesse sentido na foz do Rio Real.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES Embora existam incertezas no presente modelo de dispersão de sedimentos, relacionadas a diversas limitações na modelagem como, por exemplo, a) a utilização da isóbata de 10m como limite para a propagação das ondas e b) o fato de não ter sido possível avaliar a dispersão na energia das ondas ao transitarem sobre os recifes de coral e os bancos de arenito, o mesmo é confirmado pelos indicadores geomórficos de deriva, com exceção do trecho correspondente à foz do Rio Real (célula 14, Fig. 12). Nesse local, o sentido de longo prazo da deriva efetiva é de SW para NE, como aponta o pontal arenoso aí existente (Figs. 7 e 12), o que foi reproduzido pela modelagem de Bittencourt et al. (2000, 2005). Tal discrepância pode estar relacionada à provável existência de modificações quase-cíclicas de curto prazo nesse trecho da linha de costa, induzidas pela dinâmica das barras de desembocadura aí presentes (ver p. ex. Oertel 1977, Fitzgerald 1984, Bittencourt et al. 2001), que podem, local e temporariamente, inverter o sentido da deriva efetiva, como também foi identificado nessa região por Barbosa (2005). Conquanto no presente traba-

*Tendência de longo prazo à erosão costeira num cenário prospectivo de ocupação humana:
litoral norte do estado da Bahia*

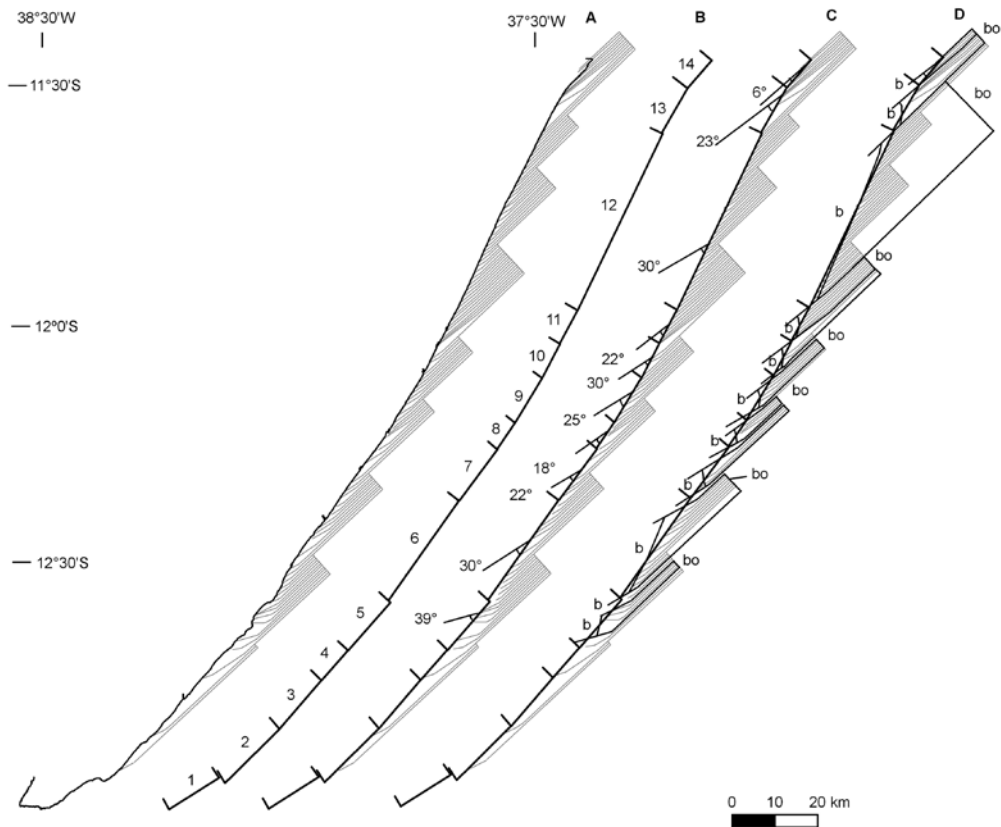


Figura 8 - A - Diagrama de refração para ondas com período de 5 segundos, provenientes de NE; B - Diferentes segmentos em que a linha de costa foi retilinearizada; C - Ângulos de incidência formados pelos raios-de-onda em relação aos segmentos costeiros; D - Medidas de b e bo (Ver texto) para a estimativa da altura da onda ao longo dos segmentos costeiros.

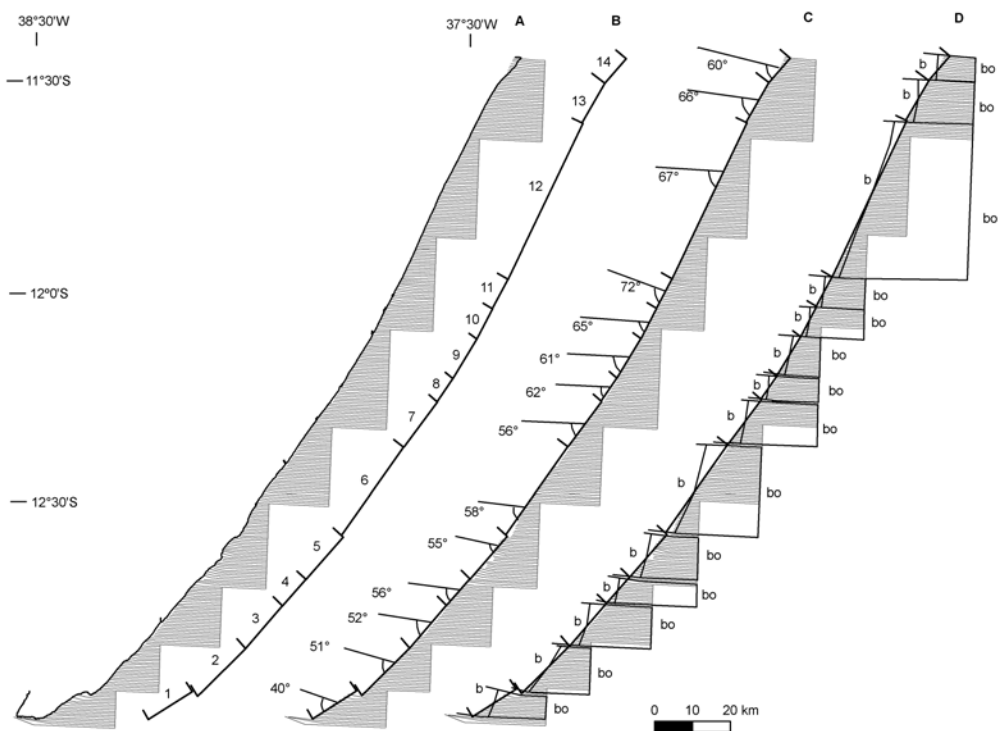


Figura 9 - A - Diagrama de refração para ondas com período de 5 segundos, provenientes de E; B - Diferentes segmentos em que a linha de costa foi retilinearizada; C - Ângulos de incidência formados pelos raios-de-onda em relação aos segmentos costeiros; D - Medidas de b e bo (Ver texto) para a estimativa da altura da onda ao longo dos segmentos costeiros.

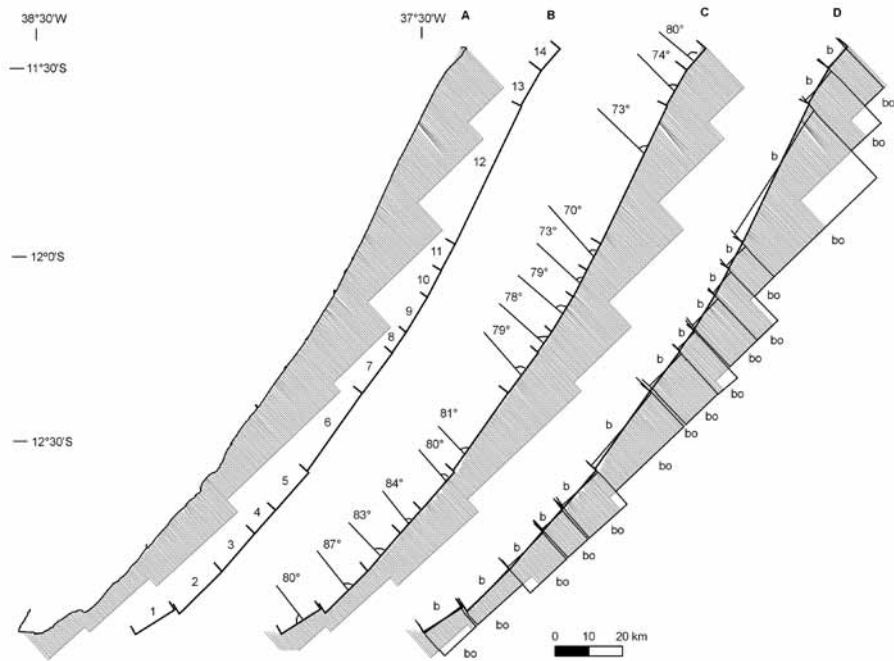


Figura 10 - A - Diagrama de refração para ondas com período de 6,5 segundos, provenientes de SE; B - Diferentes segmentos em que a linha de costa foi retilinearizada; C - Ângulos de incidência formados pelos raios-de-onda em relação aos segmentos costeiros; D - Medidas de b e bo (Ver texto) para a estimativa da altura da onda ao longo dos segmentos costeiros.

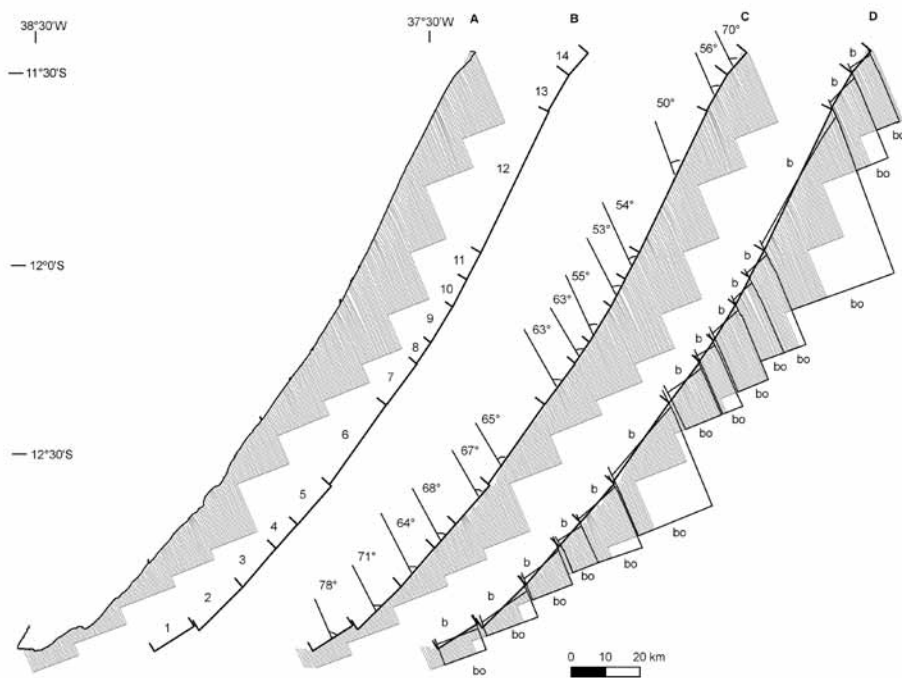


Figura 11 - A - Diagrama de refração para ondas com período de 6,5 segundos, provenientes de SSE; B - Diferentes segmentos em que a linha de costa foi retilinearizada; C - Ângulos de incidência formados pelos raios-de-onda em relação aos segmentos costeiros; D - Medidas de b e bo (Ver texto) para a estimativa da altura da onda ao longo dos segmentos costeiros.

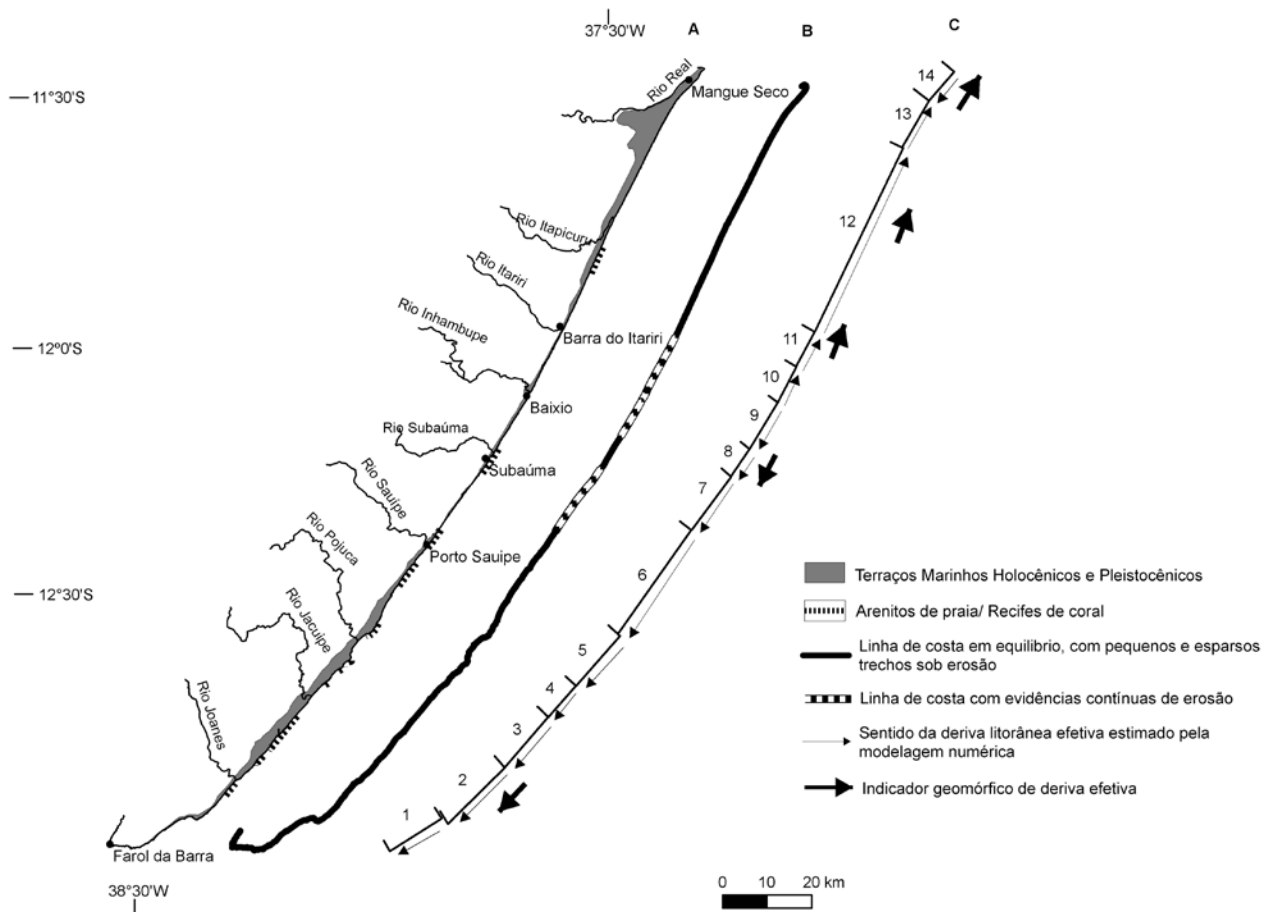


Figura 12 - A - Mapa geológico simplificado do Quaternário costeiro (excluindo dunas e depósitos flúvio-lagunares); B - Características geomorfológicas da linha de costa; C - Segmentos em que foi retilinearizada a linha de costa e sentidos da deriva efetiva de sedimentos estimados pela modelagem numérica e providos pelos indicadores geomórficos de deriva.

lho tenha sido usada, para o traçado da linha de costa, a mesma carta náutica utilizada por Bittencourt *et al.* (2000, 2005), esses autores, pela dificuldade imposta pela escala de sua modelagem (três vezes inferior à aqui usada), não puderam discriminar o trecho costeiro correspondente ao segmento 14. Tal trecho apresenta uma ligeira deflexão para NE na linha de costa (Fig. 12), o que altera significativamente o ângulo de incidência das ondas, se comparado ao utilizado por Bittencourt *et al.* (2000, 2005), resultando em uma inversão no sentido da deriva efetiva, o que foi “flagrado” na atual modelagem. O presente trabalho, que confirma o padrão geral de dispersão de sedimentos descrito em Bittencourt *et al.* (2000, 2005), conseguiu, além disso, discriminar 14 células de deriva, ao invés das apenas três definidas por esses autores, o que deve ser atribuído à maior escala de aproximação aqui utilizada. Ainda devido a essa maior aproximação, deve ser também atribuído o fato de que aqui o ponto nodal de divergência da deriva, localizado por aqueles autores em Barra do Itariri, foi posicionado nas proximidades de Baixo (Fig. 12).

Pela figura 12 constata-se que o trecho costeiro

entre Porto Sauípe e Barra do Itariri que, na sua quase totalidade, apresenta evidências contínuas de erosão, corresponde às vizinhanças do ponto nodal de divergência no sentido da deriva (células 7 a 11). Quanto ao trecho em Subaúma (Fig. 12), apresentando evidências de linha de costa em equilíbrio ou com pouca erosão, pode estar relacionado ao fato de este trecho estar protegido por bancos de arenito de praia, que arrefecem localmente o poder erosivo das ondas (ver p. ex. Suhayda & Roberts 1977, Calvet *et al.* 2003, Kench & Brander 2006).

Conquanto só se disponha de dados relativos à erosão costeira provocada pela passagem de frentes-frias pelo litoral norte do Estado da Bahia para a região de Salvador (Medeiros inédito, Bittencourt *et al.* 2008, Dutra 2008), não se pode descartar, nesse sentido, a sua atuação durante a passagem no restante do litoral norte. Dessa forma, é razoável esperar que mudanças morfológicas significativas em termos de erosão da linha de costa ocorram também aí quando da passagem das frentes-frias, principalmente quando em conjunção com marés de sizígia equinociais (Bittencourt *et al.* 2008). Tais circunstâncias, somadas aos fortes ventos que acompanham as frentes-frias, podem

provocar um considerável empilhamento de água junto à linha de costa, o que é sobremaneira favorecido pela direção do litoral norte, praticamente ortogonal à trajetória das frentes-frias (Dominguez *et al.* 1996, Bittencourt *et al.* 2008), propiciando assim um maior ataque das ondas à linha de costa (Komar 1976, Leatherman *et al.* 2000, Zhang *et al.* 2001, Phillips & Jones 2006). Nesse contexto, a divergência no sentido da deriva litorânea efetiva de sedimentos exerce um papel fundamental por fragilizar o sistema costeiro, facilitando o ataque das ondas. Efetivamente, por condicionar a existência de um déficit crônico de sedimentos, ela vai dificultar a existência de um anteparo, na forma de estoques adequados de areia na praia e na antepraia, que poderiam atenuar a energia das ondas ao longo da linha de costa. Isto parece acontecer mesmo considerando o papel desempenhado pelo cordão-duna como supridor de areia para a praia que, de outra maneira, poderia ser usada para ajustar o perfil praiado após os eventos erosivos causados pelas frentes-frias. Dessa forma, a capacidade de resiliência do trecho costeiro entre Porto Sauípe e Barra do Itariri pode ser considerada como praticamente inexistente, ainda mais quando se leva em conta as baixas vazões dos rios da região, principalmente as dos rios Subaúma e Inhambupe, que aí deságuam, acrescidas do fato de, atualmente, estar havendo aí uma fase de redução nas descargas fluviais. Numa ampla perspectiva, é possível que o contexto acima descrito, em linhas gerais, tenha aí se mantido desde o Pleistoceno Tardio (120.000 anos A.P.), o que sugere o registro sedimentar no trecho costeiro entre Porto Sauípe e Barra do Itariri, onde os terraços marinhos pleistocênicos e holocênicos são praticamente inexistentes (Fig. 12), o que indicaria uma tendência de déficit crônico de sedimentos de longa duração.

Embora a utilização das condições de contorno atuais para a modelagem realizada no presente estudo tenha gerado resultados consistentes com dados observacionais do presente e do passado, não existe, evidentemente, nenhuma garantia de que o uso dessas mesmas condições terá um desempenho igual para prever o fu-

turo. Todavia, apesar de cômicos das incertezas que cercam o presente modelo, não se pode desprezar suas possibilidades preditivas quanto à tendência de permanência futura, de curto prazo (10^0 a 10^2 anos), das condições de vulnerabilidade à erosão no trecho costeiro entre Porto Sauípe e Barra do Itariri. Com essa perspectiva, esse trecho costeiro pode assim ser considerado como uma área crítica no litoral norte do litoral da Bahia em termos de gerenciamento costeiro. Dessa forma, a resposta humana à erosão costeira nessa região deverá ser feita no contexto da existência de um déficit crônico de sedimentos, o que poderá ajudar no estabelecimento de regras de ocupação e uso para a zona costeira em apreço (ver p. ex. Terich 1987, Sam Smith & Jackson 1990, Muehe 2001), com o entendimento de que medidas preventivas devem ser adotadas agora, ao invés de tentar remediar depois. Nesse sentido, ressalte-se que para esse trecho costeiro, como mencionado anteriormente, já existe planejada, para a região de Baixio (Fig. 12), a aplicação de vultosos investimentos em projetos de ocupação e usos costeiros.

Por fim, impõe-se considerar que a vulnerabilidade à erosão no trecho costeiro em questão poderá se tornar mais acentuada nas décadas vindouras, caso se confirmem as previsões de subida do nível do mar e de aumento da frequência e magnitude das tempestades tropicais em função do aquecimento global (Muehe & Neves 1995, Zhang *et al.* 1997, Church 2001, Douglas & Peltier 2002, Walsh *et al.* 2004). Embora tais previsões encerrem incertezas, sendo ainda um assunto controverso, é importante que não se despreze suas potenciais consequências na linha de costa (Scor 1991, Neves & Muehe 1995, Masselink & Hughes 2003, Walsh *et al.* 2004).

Agradecimentos A. C. S. P. Bittencourt, J. M. L. Dominguez, I. R. Silva e F. C. Livramento agradecem ao Conselho nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), os três primeiros, pela Bolsa de Produtividade em Pesquisa e, o quarto, pela bolsa de Iniciação Científica.

Referências

- Barbosa L.M. 2005. Mudanças na paisagem do romance. *Ciência Hoje*, **37** (217):74-77.
- Bascom W.J. 1954. The Control of stream outlets by wave refraction. *The Journal of Geology*, **62**:600-605.
- Bigarella J.J. 1972. Eolian Environments – their characteristics, recognition and importance. In: J. K. Rigby & W. L. Hamblin (eds.) *Recognition of Ancient Sedimentary Environments Society of Economic Paleontologists and Mineralogists* (special issue), **16**:12-62.
- Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Martin L., Silva I.R. 2000. Patterns of Sediment Dispersion Coastwise the State of Bahia – Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**(2):271-287.
- Bittencourt A.C.S.P., Lessa G.C., Dominguez J.M.L., Martin L., Vilas Boas G.S., Farias F.F. 2001. High and Low Frequency Erosive and Constructive Cycles in Estuarine Beaches: an example from Garcez Point, Bahia/Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **73**:600-610.
- Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Martin L., Silva I.R. 2005. Longshore transport on the northeastern Brazilian coast and implications to the location of large scale accumulative and erosive zones: An overview. *Marine Geology*, **219**: 219-234.
- Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Martin L., Silva I.R., Medeiros K.O.P. 2007a. Past and Current Sediment Dispersion Pattern Estimates Through Numerical Modeling of Wave Climate: An Example of the Holocene Delta of the Doce River, Espírito Santo, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**:333-341.
- Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Fontes L.C.S., Sousa D.L., Silva I.R., Silva F.R. 2007b. Wave Refraction, River Damming and Episodes of Severe Shoreline Erosion: The São Francisco River Mouth, Northeastern Brazil. *Journal of Coastal Research*, **23**:930-938.

- Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Medeiros K.O.P., Guimarães J.K., Dutra F.R.L.S. 2008. Severe Coastal Erosion Hotspots in the City of Salvador, Bahia, Brazil. *Shore & Beach*, **76**:8-14.
- Calvet F., Cabrera M.C., Carracedo J.C., Manges J., Pérez-Torrado F.J., Recio C., Trave A. 2003. Beachrocks from the island of La Palma (Canary Island, Spain). *Marine Geology*, **197**:75-93.
- COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTER (CERC) 1984. *Shore Protection Manual*. Washington D.C., U.S. Army Corps of Engineers, v. I, 597 p., v. II, 603 p.
- Church J.A. 2001. How fast are sea levels rising? *Science*, **294**:802-803.
- Cowell P.J. & Thom B.G. 1994. Morphodynamics of coastal evolution. In: Carter R.W.G. & Woodroffe C.D. (eds.) *Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, Great Britain, p. 33-86.
- Cowell P.J., Stive M.J.F., Niedoroda A.W., De Vriend H.J., Swift D.J.P., Kaminsky G.M., Capobianco M. 2003a. The Coastal – Tract (Part 1): A Conceptual Approach to Aggregated Modeling of Low-Order Coastal Change. *Journal of Coastal Research*, **19**:812-827.
- Cowell P.J., Stive M.J.F., Niedoroda A.W., Swift D.J.P., De Vriend H.J., Buijsman M.C., Nicholls R.J., Roy P.S., Kaminsky G.M., Cleveringa J., Reed C.W., De Boer P.L. 2003b. The Coastal – Tract (Part 2): Applications of Aggregated Modeling of Lower-order Coastal Change. *Journal of Coastal Research*, **19**:828-848.
- Davies J.L. 1972. *Geographical Variation in Coastal Development*. New York, Logman Inc., 204p.
- Diniz R.F. 2002. *Erosão costeira ao longo do litoral oriental do Rio Grande do Norte: causas, conseqüências e influência nos processos de uso e ocupação da região costeira*. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 180 p.
- Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., Martin L. 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. *Sedimentary Geology*, **80**:213-232.
- Dominguez J. M. L. & Bittencourt A.C.S.P. 1996. Regional assessment of long-term trends of coastal erosion in northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68**:355-371.
- Dominguez J.M.L., Leão Z.M.A.N., Lyrio R.S. 1996. Litoral Norte do Estado da Bahia. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, *Roteiro de Excursão*, 67 p.
- Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., Santos A.N., Andrade A.C.S., Lavenere-Wanderley A.A.O., Silva I.R., Queiroz I.G., Freitas L.M.B., Nascimento L., Silva R.P. 2006. Bahia. In: Muehe D. (ed.) *Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro*. Brasília, Ministério do Meio Ambiente, p. 220-225.
- Dominguez J.M.L., Andrade A.C.S., Almeida A.B., Bittencourt A.C.S.P. 2009. The Holocene Barrier Strandplains of the State of Bahia. In: Dillenburg S.R. & Hesp P.A. (eds.) *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Lecture Notes in Earth Sciences, 107, Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, p. 253-288.
- Douglas B.C. & Peltier W.R. 2002. The puzzle of global sea-level rise. *Physics Today (March)*:35-40.
- Dutra F.R.L.S. 2008. *Marés meteorológicas e os episódios de erosão costeira severa no litoral de Salvador/Ba*. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 166p.
- Esquivel M.S. 2006. *O Quaternário costeiro do município de Conde: implicações para a gestão ambiental*. Dissertação de Mestrado. Curso de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 103p.
- França A.M.C. 1979. Geomorfologia da margem continental leste brasileira e da bacia oceânica adjacente. In: Chaves H.A.F. (ed.) *Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes*. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES, Série projeto REMAC, nº 7, p. 89-127.
- Fitzgerald D.M. 1984. Interactions between the ebb-tidal delta and landward shoreline: Price Inlet, South Carolina. *Journal of Coastal Research*, **4**:1303-1318.
- Gens F., Lessa G.C., Cirano M., Lima G.M.P. 2003. As tendências de longo prazo das vazões fluviais no litoral do Estado da Bahia. In: ABEQUA, Congresso sobre Planejamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa, 9, Recife, *Anais*, 5p. (versão em CD).
- Guimarães J.K. & Dominguez J.M.L. 2005. Relação morfodinâmica entre orientação da linha de costa e deriva litorânea na evolução do delta do Rio São Francisco. In: ABEQUA, X Congresso, 10. Guarapari/ES, *Anais* (versão em CD), 8 p.
- Hogben N. & Lumb F.E. 1967. *Ocean Wave Statistics*. London, National Physical Lab., Ministry of Technology, 263 p.
- Kench P.S. & Brander R.W. 2006. Wave processes on coral reefs flats: implications for reef geomorphology using Australian case studies. *Journal of Coastal Research*, **2**:1181-1186.
- Komar P.D. 1976. *Beach processes and sedimentation*. New Jersey, Prentice Hall, 429 p.
- Leão Z.M.A.N. & Kikuchi R.K.P. 1999. The Bahian Coral Reefs – from 7000 years BP to 2000 years AD. *Ciência & Cultura*, **51**:262-273.
- Leatherman S.P., Zhang K., Douglas B.C. 2000. Sea level rise shown to drive coastal erosion. *EOS*, **81**:55-57.
- Lyrio R.S. 1996. *Modelo sistêmico integrado para a área de proteção ambiental do litoral norte do Estado da Bahia*. Dissertação de Mestrado. Curso de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 86 p.
- Martin L., Bittencourt A.C.S.P., Vilas Boas G.S., Flexor J.M. 1980. *Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Quaternário Costeiro do Estado da Bahia*. CPM/SME, Bahia, Brasil, 20 p.
- Martin L., Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P. 1998. Climatic control of coastal erosion during a sea-level fall episode. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **70**(2):249-266.
- Masselink G. & Hughes M.G. 2003. *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. London, Hodder Arnold, 354p.
- Muehe D. 2001. Critérios Morfodinâmicos para o Estabelecimento de Limites da Orla Costeira para fins de Gerenciamento. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **2**:35-44.
- Muehe D. & Neves C.F. 1995. The implications of sea-level rise on the Brazilian coast: a preliminary assessment. *Journal of Coastal Research (SI)*, **14**:54-78.
- Nascimento E.J. & Lessa G.C. 2001. O comportamento de longo prazo da vazão fluvial no litoral norte do Estado da

- Bahia. In: ABEQUA, VIII Congresso, 8, Mariluz, Imbé/RS, *Boletim de Resumos*, p. 205-206.
- Nascimento L., Bittencourt A.C.S.P., Santos A.N., Dominguez J.M.L. 2007. Deriva litorânea ao longo da Costa do Cacau, Bahia: repercussões na geomorfologia costeira. *Revista Pesquisas em Geociências*, **34**:45-56.
- Neves S.M. 2003. *Erosão Costeira no Estado da Paraíba*. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 150 p.
- Neves C.F. & Muehe D. 1995. Potential Impacts of Sea-level Rise on the Metropolitan Region of Recife, Brazil. *Journal of Coastal Research* (SI), **14**:116-131.
- Oertel G.F. 1977. Geomorphic cycles in ebb-tidal deltas and related patterns of shore erosion and accretion. *Journal of Sedimentary Petrology*, **47**:1121-1131.
- Oliveira M.B. 2003. *Caracterização integrada da linha de costa do Estado de Sergipe, Brasil*. Dissertação de Mestrado. Curso de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 102 p.
- Oreskes N., Shrader-Frechette K., Belitz K. 1994. Verification, Validation and Confirmation of Numerical Models in the Earth Science. *Science*, **263**:641-646.
- Phillips M.R. & Jones A.L. 2006. Erosion and tourism infrastructure in the coastal zone: problems, consequences and management. *Tourism Management*, **27**:517-524.
- Sam-Smith A.W. & Jackson L.A. 1990. An Application of Coastal Management Tactics in Gold Coast, Queensland, Australia. *Shore & Beach*, **58**:3-8.
- SCOR (Scientific Committee on Ocean Research Working Group, 89). 1991. The Response of beaches to sea-level changes: a review of predictive models. *Journal of Coastal Research*, **7**:895-921.
- SISTEMA ESTADUAL DE INFORMAÇÕES AMBIENTAIS DA BAHIA (SEIA). Banco de dados disponível em <<http://www.cra.ba.gov.br>>. Acesso em 15 dez. 2007.
- Siegle E. & Asp N.E. 2007. Wave refraction and longshore transport patterns along the southern Santa Catarina Coast. *Brazilian Journal of Oceanography*, **55**:109-120.
- Silva I.R., Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Martin L. 2001. Principais Padrões de Dispersão de Sedimentos ao Longo da Costa do Descobrimento – Sul do Estado da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*. **31**:335-340.
- Silva S.B.M., Silva B.C.N., Carvalho S.S. 2008. Metropolitização e turismo no litoral norte de Salvador: de um deserto a um território de enclaves? In: Carvalho I. & Pereira G.C. (eds) *Como anda Salvador*. Salvador, Bahia, Edufba, p. 189-211.
- Southgate H.N., Wijnberg K.M., Larson M., Capobianco M., Jansen H. 2003. Analysis of Field Data of Coastal Morphological Evolution over Yearly and Decadal Timescales. Parte 2: Non-Linear Techniques. *Journal of Coastal Research*, **19**:776-789.
- Suguio K. & Nogueira A.C.R. 1999. Revisão Crítica dos Conhecimentos Geológicos sobre a Formação (Ou Grupo?) Barreiras do Neógeno e o seu Possível Significado como Testemunho de Alguns Eventos Geológicos Mundiais. *Geociências*, **18**:461-479.
- Suhayda J.M. & Roberts H.H. 1977. Wave action and sediment transport on fringing reefs. In: Int. Coral Reef Sym., 3th, Australia, *Abstract*, p. 65-70.
- Terich T.A. 1987. Living with the shore of Puget Sound and the Georgia Strait. In: Pilkey Jr. O.H. & Neal W.I. (eds.) *Living with the shore*. North Carolina, Duke University Press, p. 250-255.
- Walsh K.J.E., Church H.B.J., Pittock A.B., Mc Innes K.L., Jackett D.R., Mc Dougall T.J. 2004. Using Sea Level Rise Projections for Urban Planning in Australian. *Journal of Coastal Research*, **20**:586-598.
- Zhang K., Douglas B.C., Leatherman S.P. 1997. East Coast Storm Surges Provide Unique Climate Record. *EOS*, **78**:389, 396, 397.
- Zhang K., Douglas B.C., Leatherman S.P. 2001. Beach Erosion Potential for Severe Nor'easters. *Journal of Coastal Research*, **17**:309-321.

Manuscrito ID 14592

Submetido em 18 de junho de 2009

Aceito em 04 de março de 2010