

ALTERAÇÕES FLUVIAIS E EROSÃO COSTEIRA

João Addad

DEGEO / UFOP
addad@degeo.ufop.br

RESUMO

De 1945 a 1990, a área de cobertura de Mata Atlântica do sul da Bahia foi reduzida de 85,36% para 6,04%. Este desmatamento aumentou a taxa de erosão dos solos e a carga sedimentar nos rios. Uma conseqüência deste processo foi a intensificação do efeito molhe hidráulico de desembocaduras na costa, por uma água com maior carga de argilas, mais eficiente em interromper e causar a retenção de areia trazida pela deriva litorânea, nos deltas de vazante. Ao longo do litoral de Alcobaca, isto foi evidenciado pela distribuição de minerais frágeis, grãos de mica e cianita, exclusivamente ao redor da desembocadura e por padrões granulométricos descontínuos nas suas proximidades. Um processo erosivo se estabeleceu, reajustando a linha de costa à nova capacidade de interrupção da deriva do molhe hidráulico, chegando a uma média de 0,5m e um máximo de 4,0m de erosão total após 10 meses de observações.

EROSÃO DAS PRAIAS

Atualmente, fala-se muito de problemas de erosão marinha ao longo das praias arenosas. Quase todos tem presenciado ou ouvido falar de casos de hotéis, casas, avenidas de beira-mar, enfrentando lentamente estes processos erosivos.

A linha de pesquisa em mudanças globais mais difundida, pressupõe que a origem dos fenômenos de erosão é a subida global do nível do mar, e responsabiliza a eventual intensificação do efeito estufa pela queima dos combustíveis fósseis, pelo aumento da temperatura do planeta, da ordem de 0,5 °C nos últimos 100 anos. Isto teria

resultado em um incremento do volume dos oceanos, com a conseqüente subida do nível do mar de 0,15 m (Backer, 1993, Berger, 1992, Gornitz & Lebedeff, 1987, Jelgersma et al., 1993, Paskof, 1993) neste último século. Modelos matemáticos desenvolvidos pela *Environment Protection Agency* dos Estados Unidos, tinham previsto para o ano de 2100, uma elevação global do nível do mar de 2,12 m, para um aumento de CO₂ atmosférico também projetado.

Por outro lado, devemos ter em mente que a interferência humana direta nos suprimentos sedimentares das praias, aumentou dramaticamente nas últimas décadas, sendo muito mais rápida e eficiente em causar problemas erosivos ao longo dos nossos litorais do que o possível aumento de 1,5 mm por ano no nível médio dos oceanos. Barragens nos rios, reduzindo o aporte fluvial de sedimento nas desembocaduras por diminuição da área de captação deste sedimento e retenção da carga sedimentar que seria entregue na costa, e também construções portuárias, enrocamentos, molhes, que retardando ou travando o transporte regional de sedimento entre as praias pela deriva litorânea, tem sido fatores desequilibrantes. Haveria menos areia disponível para manter o equilíbrio sedimentar que determinados trechos da costa, já que a areia, além de ser transportada perpendicular e longitudinalmente à praia, tende a diminuir de volume devido à abrasão dos grãos por ação dos movimentos causados pelas ondas.

A DINÂMICA EM ALCOBAÇA

Cada segmento de litoral adquire um equilíbrio dinâmico, onde processos que ocorrem em intervalos curtos de tempo,

geralmente em escalas locais, alteram o balanço momentâneo do transporte da areia. A transferência de areia de um segmento para outro dependerá da direção do vento com relação a linha da praia, das suas inversões e da variação da sua intensidade. Na nossa estada em Alcobaça, sul da Bahia, em um projeto de estudos de erosão costeira, durante a maior parte de 1994 e o início de 1995, ficou claro o papel das inversões e intensificações eólicas como causas imediatas de processos que resultaram tanto em feições erosivas, degraus e acúmulo de minerais pesados escuros na face de praia, como no que convencionamos chamar de erosão efetiva, quando partes vegetadas atrás da praia eram erodidas pelas ondas, causando o recuo da linha da costa.

As praias estudadas estão inseridas em um contexto de terraços marinhos holocênicos, áreas úmidas (mangues) e depósitos lagunares antigos do sul da Bahia (Andrade et al., 1992). As praias deste trecho litorâneo tem direção geral N/S (Figura 1), sendo essencialmente plantas, sem falésias ou costões. A maré atuante é semi diurna, com amplitude próxima a 2,0 m em sizigia e 0,8 m em quadratura. A largura da faixa intermaré varia de 35 a 55 m, em amplitudes de maré máximas. Em períodos de maré muito alta, a praia chega a ser coberta totalmente pela água. Entre a praia e a faixa de vegetação halófitas, ocorre um barranco de altura variável, 0,1 a 2,0 m, que marca a crista da berma.

Durante a maior parte do período de observações, a deriva foi para o sul, gerada por ondas predominantes de NE. A partir da entrada de frentes frias na região, com inversão dos ventos para S/SE, ocorria uma mudança na direção das ondas, que começavam a incidir a partir de SE. Em termos de freqüência, foram 50,8% de ventos N/NE e 34,4% de ventos S/SE, o restante representado por calmaria ou ventos E fracos. Em praias como as de Alcobaça, muito abertas e retilíneas, onde o marulho chega dissipado por efeito da batimetria rasa, são as ondas locais que controlam a deriva. Como estas ondas são produzidas em pista local, o

vento que atinge a região é, em última análise, o responsável pela dinâmica de transporte observada. Durante o intervalo de observação, houve uma boa correlação entre a intensidade/direção dos ventos, as ondas geradas e a deriva litorânea. Tivemos 59,1% de ondas de NE e 30,4% de ondas de SE. Ainda em relação ao clima de ondas, durante 3,6% do período de estudo, as ondas ultrapassaram 1,0 m, em 12,8%, foram maiores que 0,8 m e o intervalo mais usual foi 0,4-0,5 m.

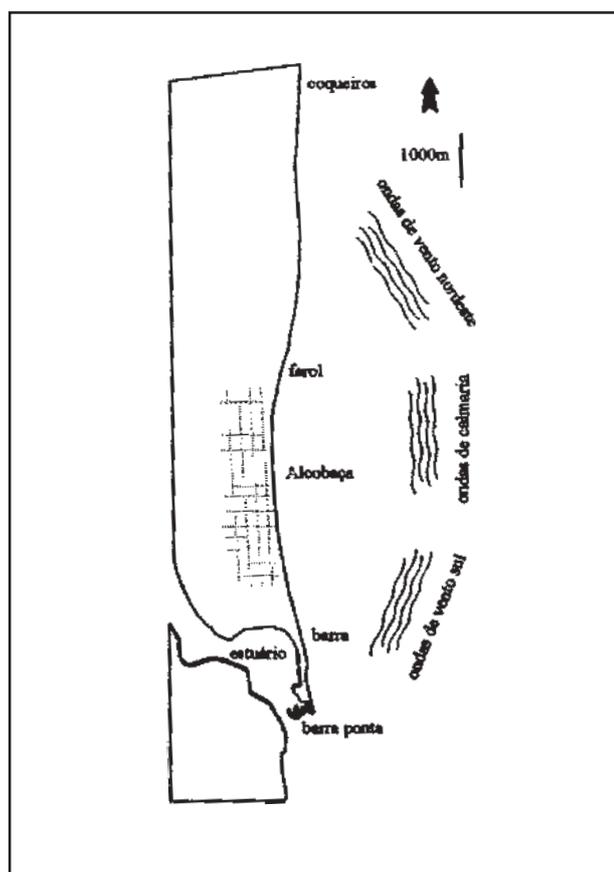


Figura 1. Configuração da costa, principais direções de incidência de onda e locais de coleta de amostras de areia.

As inversões e intensificações eólicas mudam o padrão das ondas. No caso do sul da Bahia, durante eventos meteorológicos mais agressivos, a altura das ondas ultrapassa facilmente 1,0 m contra 0,4 m em épocas calmas, e seu período baixa de 6-9 segundos para 3-4 segundos. Chegam a

incidir com quase 40° em relação à linha de praia, contra 10° ou quase paralelamente, nas épocas “normais”. Estas mudanças causam a inversão do sentido e/ou a intensificação da deriva litorânea. Os perfis longitudinal e transversal da praia, estabilizados em condições mais amenas, se reajustam pelo impacto de uma nova dinâmica, havendo grande mobilização de areia. Devemos considerar a rapidez deste reajuste, eventos tempestivos intensos podem induzir mudanças no perfil de uma praia em poucas horas.

Muito importantes nestes processos, são as frentes frias, as bordas avançadas de um anticiclone polar migratório, originado dos mares subpolares antárticos. Quando atingirem a costa Leste do Brasil, as frentes frias invertem o sentido dos ventos e, conseqüentemente, da deriva litorânea. Como são mais comuns durante os meses de inverno, é neste período que ocorrem muitos dos problemas associados à erosão nas nossas praias. Entretanto, como foi observado em Alcobaça, épocas não vinculadas a estes fenômenos meteorológicos, mas sim a intensificações ou oscilações nos ventos alísios, mostraram importância comparável à atuação das frentes frias. Em latitudes mais altas, as mudanças sazonais são mais definidas, com condições rigorosas no inverno e amenas no verão. Isto condiciona uma tendência erosiva no inverno, com recuperação durante os meses de verão.

ALTERAÇÕES FLUVIAIS

A interferência humana nos suprimentos sedimentares das praias aumentou dramaticamente nas últimas décadas. Como colocado no início, barragens nos rios, reduzindo o aporte fluvial de sedimento ao litoral, e também construções portuárias, enrocamentos, molhes, que retardam ou travam o fornecimento regional de sedimento para as praias pela deriva litorânea, podem ser consideradas como fatores desequilibrantes.

Na parte do litoral brasileiro investigada por nós, no sul da Bahia, observa-se que uma outra ação antrópica parece ser a maior responsável pelos processos erosivos observados. O fluxo dos rios, quando desaguam no mar, provoca uma alteração na circulação lateral do trecho litorâneo próximo à desembocadura ou ao estuário. A este comportamento, chamamos *molhe hidráulico* (Komar, 1973). A deriva litorânea é interrompida, havendo um acúmulo de sedimento a barlar da desembocadura. O acúmulo é o resultado do balanço entre a capacidade de retenção do molhe hidráulico, a intensidade da deriva litorânea, suas reversões e intensificações, e quanto de areia consegue ultrapassar a barreira, para sotamar.

O trecho litorâneo se encontra em equilíbrio dinâmico com o volume de água doce que nele chega, suportando as alterações sazonais impostas pelo regime de chuvas nas cabeceiras. Deve ficar claro que este equilíbrio foi atingido ao longo de uma escala de tempo de milhares de anos, por ação das ondas e da deriva litorânea. Em 1500, portugueses começaram a chegar ao Brasil, exatamente neste litoral. Até 1945, o sul da Bahia mantinha 85,36% da cobertura de mata atlântica que lhe era característica. Os desmatamentos ocorriam ao longo de alguns rios, ao redor de suas desembocaduras. Em 1960, o desmatamento avançava com a pecuária, próximo à fronteira de Minas Gerais. Ainda havia 37,09% de mata atlântica remanescente, a maior parte próximo ao litoral. Com a abertura da BR 101 e a instalação de diversos pólos madeireiros ao longo da rodovia, acabaram sobrando 14,86% em 1974 e, finalmente, 6,04% em 1990 (Figura 2). Foram cortados 2 555 700 hectares, dos 2 720 000 originais (Mendonça, 1994).

Como o desmatamento se relaciona com um desequilíbrio nas praias? Enquanto a floresta permanece intacta, as taxas de erosão de solo, a carga sedimentar em córregos e os máximos de enchentes não são alterados, ou respondem de maneira

amortecida às variações climáticas. Entretanto, tão logo exista uma mudança significativa em qualquer característica da cobertura florestal, surgem impactos nos aspectos hidrológicos (Tejwani, 1993). O desmate pode ser considerado como um distúrbio de alto impacto, no que tange a efeitos hidrológicos (Brúijnzeel, 1993).

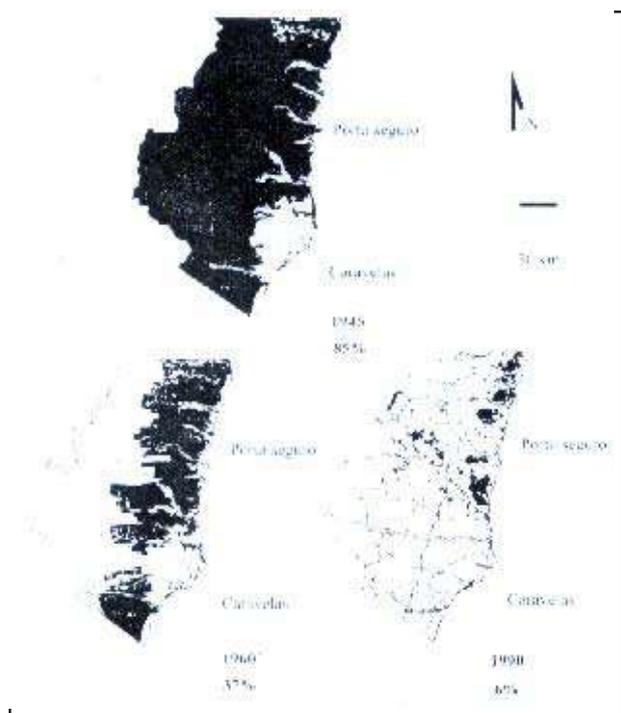


Figura 2. Desmatamento no sul da Bahia entre 1945 e 1990.

Como uma resposta após o desflorestamento, ocorre uma ampliação significativa no escoamento superficial (Durbidge & Henderson-Sellers, 1993). A carga de sedimento neste escoamento é também aumentada (El-Hassanin, Labib & Gaber, 1993, Molion, 1989). Nas águas das drenagens envolvidas, o aumento de turbidez/concentração de argilas exhibe uma relação linear com o percentual desmatado (Swank & Bolstad, 1994), resultando no incremento da concentração de sedimentos dentro da bacia fluvial (Vu Van Tuan, 1993) e alterações nas características da água (Molion, 1989).

Uma parte muito maior da água da chuva vai causar um impacto direto no solo,

desagregando sua estrutura superficial (Molion, 1989) e compactando o horizonte superior (Eltz et al., 1984). O solo perde características como canais tubulares, macroporos e o nível de serrapilheira. As partículas pequenas resultantes da desagregação selam os poros e reduzem ainda mais a capacidade de infiltração/retenção da água. Um encrostamento superficial resulta deste selamento, aliado à consolidação devido ao umedecimento e posterior secagem, alternados (Reichert & Cabeda, 1992).

Em canais efêmeros, situados nas cabeceiras de drenagens, o efeito do desmate é amplificado (Faria, 1994). Estes canais, quando cobertos por floresta, têm volume de sedimento muito baixo, só ocorrendo vazões durante tempestades de alta intensidade. Em áreas agrícolas/desmatadas, estes canais se comportam como se estivessem em regiões semi-áridas, devido a exposição dos solos às chuvas, que erodem e transportam em suspensão, grande quantidade de sedimento derivado do escoamento superficial das encostas. Um enorme volume de água sai das microbacias formadas por estes canais efêmeros, alguns intermitentes e um segmento perene principal, devido ao curto período de permanência das águas fluviais no solo e sua incapacidade de penetração. Deste modo o volume de água que flui por estas microbacias e, conseqüentemente, por uma bacia, pode ser igual ou, até mesmo, superior às vazões de quando estavam sob cobertura florestal original (Faria, 1994).

Relatos de pescadores idosos de Alcobaca e Caravelas, foram considerados como informação: a algumas décadas atrás, a água seria muito mais “limpa”, livre de argilas e o canal do rio, muito mais profundo, mesmo nas partes mais internas do estuário. Atualmente, o assoreamento causa dificuldades na navegação dentro do estuário, durante marés baixas, o qual permitia a passagem de barcaças para carregamento da madeira extraída nos anos 50 e 60.

Na avaliação deste processo em particular, deve-se considerar o limite entre a

intensificação do efeito de molhe hidráulico causado pela maior relação de argila/água na desembocadura e o crescimento intensificado do delta de vazante, pela maior disponibilidade de sedimentos de fundo fornecido por um sistema fluvial alterado. É fato conhecido que a variação em termos curtos na forma e processos em um ambiente deltaico, com conseqüências no trecho litorâneo em que este ambiente está instalado, podem ser explicados pela alteração relativa de parâmetros hidráulicos, como variabilidades na descarga do rio. Até o tamanho dos grãos entregues como carga sedimentar em uma frente deltaica, controlados por estas variabilidades, tem efeitos nas fácies deposicionais, morfologias e processos do sistema (Orton & Reading, 1993). Com o aumento das atividades humanas nas bacias hidrográficas “os rios modificam de comportamento apresentando alterações nos aportes líquidos e sólidos nos estuários, comprometendo sua própria morfologia como também no trecho de litoral adjacente à foz” (Valentini, 1991). No nosso caso, não há como avaliar quantitativamente o processo, já que não existem dados hidrológicos adequados para três ou quatro décadas atrás, intervalo de tempo que determinaria tais variações para o rio Alcobaça.

METODOLOGIA

Entre abril de 1994 e janeiro de 1995, procedemos com a coleta diária dos parâmetros meteorológicos/oceanográficos, juntamente com observações referentes ao estado da praia. Diversos parâmetros foram considerados na ficha diária de observações, entre eles: ângulo de incidência, altura e período das ondas, direção e intensidade de deriva litorânea, intensidade e direção dos ventos, presença de degrau erosivo.

Areia para proveniência e morfoscopia de grãos foi coletada durante os trabalhos de campo. A coleta deste material foi efetuada durante uma maré intermediária, à beira

d'água. Desta maneira, evita-se a alteração de padrões por deflação e a contribuição de areia desestabilizada da berma superior. O fenômeno de maior interesse em termos de proveniência interna ao compartimento, consiste na mudança de ventos para SE/S, com persistência de alguns dias para uma distribuição adequada dos grãos pela deriva litorânea. As épocas de coleta estiveram ligadas à eventos de mudança na polaridade dos ventos. Ventos de direção E não induzem deriva litorânea efetiva pela orientação NS desta faixa de litoral.

As amostras foram coletadas a partir do estuário do rio Alcobaça, passando pela barra, com pontos de amostragem na desembocadura, em coroas do delta de vazante e coroas da face oceânica, continuando, pela praia. Tentou-se desta maneira, uma amostragem que evidenciasse a retenção de areias fluviais pela desembocadura do rio Alcobaça. Amostras de areia da praia para análise granulométrica foram coletadas em algumas destas posições. As classes granulométricas para os ensaios, foram distanciadas em $0,5 \phi$, intervalo usual em análises de areia de praia, iniciando com -2ϕ e terminando com $+4 \phi$.

Existem diversos problemas ao se considerar a troca de sedimento entre um estuário e a costa associada. O equilíbrio da concentração de traçadores é controlado por 4 fatores: descarga de sedimento pelo rio, concentração dos traçadores na fonte, padrões de transporte efetivo entre os sistemas e processos de dispersão. No nosso caso, mesmo assumindo um valor zero para o transporte efetivo, já que os dois primeiros fatores são independentes da dinâmica da desembocadura, este valor representaria um ponto crítico onde a concentração de traçadores é controlada unicamente pela dispersão. Este fator é, contudo, suficiente para fornecer grãos ao sistema de distribuição na linha de costa (Gao & Collins, 1992).

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

No compartimento litorâneo estudado, os padrões de morfoscopia dos grãos de areia foram critérios indeterminativos para a derivação das areias entregues pelos rios e

condicionados pela face da praia. Todas as amostras de areia de praia ou da região da barra analisadas mostraram um grau de arredondamento muito baixo, com pouquíssimos grãos arredondados/bem arredondados (<5%), numa população caracterizada por grãos muito angulares / angulares / subangulares. Isto causou a impossibilidade de rastrear uma possível distribuição de areia entregue pela desembocadura e dispersa na linha de costa, com base neste método.

Entretanto, por outras maneiras, nos foi possível constatar a eficiência da retenção sobre a deriva litorânea pelo sistema barra – delta de vazante – molhe hidráulico. Nas análises referidas pelo gráfico (Figura 3), as areias da parte sul da barra do estuário (barra ponta) mostraram uma distribuição específica, com tendência a grosseiros e selecionamento ruim ao sul e material mais fino a norte. Durante uma inversão para sul, a parte central da barra (barra) mantém uma população mais fina, mesmo com a deriva para norte, quando seu perfil granulométrico deveria mostrar frações mais grosseiras, provenientes de contribuições da área da barra (para localização das amostras, vide Figura 1).

Não faremos generalizações quanto à composição das areias do compartimento litorâneo. Nos limitamos à presença/ausência, em um período de incidência de ventos S/SE, de minerais mais frágeis entregues pelo rio Alcobaça. Estes minerais não resistiram a uma permanência praial longa, não sendo derivados, portanto, do retrabalhamento de cordões litorâneos que ocorrem ao longo do litoral. Foram encontrados alguns grãos de muscovita, biotita e cianita, chegando a mais de 2% do concentrado em algumas das amostras coletadas na desembocadura do estuário. As placas de mica atingem até 2 mm de diâmetro, enquanto que os cristais de cianita alcançam 1mm de comprimento. Em amostras imediatamente à norte da barra estuarina, não foram encontrados estes minerais, mas somente a associação de minerais pesados usual destas praias:

ilmenita, leucoxênio, monazita, zircão incolor e amarelado, turmalina e rutilo. Caso a retenção hidráulica não fosse tão eficiente, alguma areia contendo muscovita/cianita, ultrapassaria o delta de vazante, indo se adicionar às praias à sotamar. Apesar da fragilidade destes grãos, eles certamente resistiriam a 1 ou 2 km deriva abaixo, principalmente nestas épocas de maior velocidade de correnteza, quando esta chegava a mais de 2 km por hora.

Na desembocadura de Alcobaça, além da intensificação molhe hidráulico, ocorre ainda uma compilação deste modelo: a reversão de deriva litorânea por eventos meteorológicos S/SE, associados a frentes frias. Nesta faixa litorânea, os ventos predominantes são de NE (Figura 4). Em épocas pretéritas, a reversão por ventos S/SE poderia causar uma oscilação sazonal da linha de costa ao redor da desembocadura do rio, sem avanço efetivo de uma frente erosiva. Ocorreria a retenção relativa de areia pelo molhe, mas com parte do sedimento transpondo a desembocadura em direção a sotamar da deriva revertida (praias a norte). Esta chegada de areia amenizaria a depleção destas praias, causada por esta dinâmica.

Com as alterações hidrodinâmicas das águas fluviais em questão, esta retenção deve ter se elevado acima do limite onde se iniciou o desequilíbrio da faixa de areia a norte do estuário. Esta parte do litoral fica desestabilizada pela manutenção da capacidade de transporte das correntes litorâneas, aliada à ausência de sedimento, que ficou retido a sul (Figura 4). A areia deveria ultrapassar a desembocadura do rio e completar as praias a N, depletadas pela própria dinâmica S/SE durante os períodos de atuação de frentes frias, quando grandes quantidades de areia são relocadas a N. Ambas as laterais da desembocadura são erodidas devido às inversões eólicas. Constatou-se uma média de 0,5 m de erosão efetiva em 10 meses de observações e um máximo de 4,0 m em uma faixa distante 6 km para norte da desembocadura.

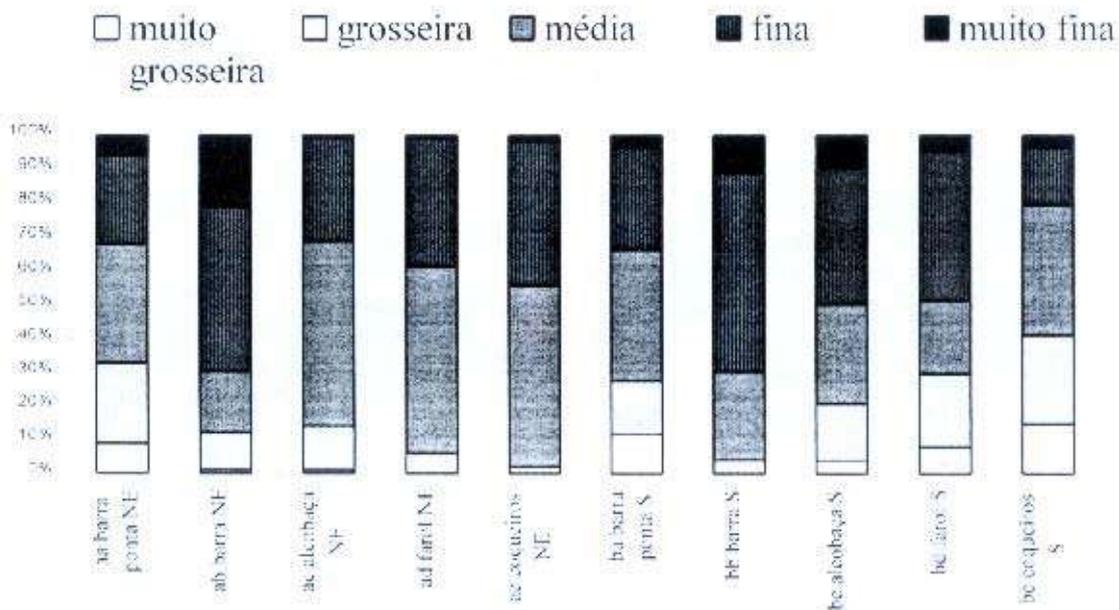


Figura 3. Gráfico das distribuições da areia, em diferentes pontos da linha de costa de Alcobaça, sob ação de vento Nordeste e de vento sul.

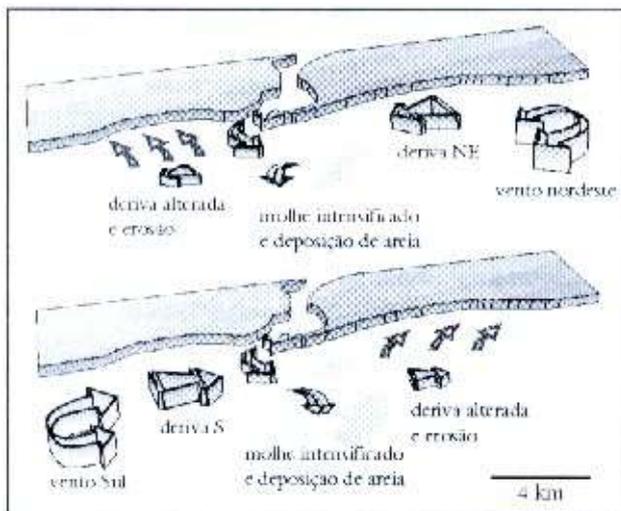


Figura 4. Atuação do molhe hidráulico intensificado, com inversão eólica, gerando erosão nas praias dos dois lados da desembocadura.

CONCLUSÕES

A transferência lateral de areia, no caso de Alcobaça, resulta em *perda efetiva por*

aprisionamento em um delta de vazante. A alteração hidráulica intercepta a deriva litorânea e isto faz com que ocorra uma falta de areia no compartimento.

Toda esta dinâmica tende a acomodar a praia em um perfil mais “magro”, vulnerável a um reajuste erosivo por ação das ressacas. Infelizmente para Alcobaça, Mucurí e outros locais, foi erguida uma urbanização no caminho deste reequilíbrio, deste reajuste.

Não faremos considerações sobre a taxa de erosão da faixa estudada, por considerarmos o intervalo de amostragem muito restrito, em um contexto que não apresenta um comportamento linear, mas eventos erosivos controlados por fatores externos.

De um modo mais abrangente, quanto a ser este compartimento erosivo ou estar em um momento erosivo, não consideramos que seja possível tecermos inferências. Um ambiente erosivo pode apresentar faixas não

erosivas ou mesmo acretiva, como “ruído” pertinente ao fenômeno. Focalizamos apenas um desequilíbrio que pode significar diversas posições em diversas dinâmicas, na dependência, inclusive, da escala considerada.

Deve-se ressaltar que a erosão não é “privilegio” deste compartimento, ocorrendo comumente num compartimento de maior abrangência, de Ilhéus, Bahia, a Vitória, no Espírito Santo. Todos estes processos, que induzem uma alteração no equilíbrio sedimentar de um determinado trecho litorâneo, podem se fazer sentir bem mais longe. Isto decorre da ação da deriva litorânea, que transfere lateralmente o sedimento. A falta de areia em uma praia, pode se tornar um pulso erosivo que se transmite a grandes distâncias, afetando praias aparentemente equilibradas. Devemos ter em mente que a natureza é uma rede complexa, na qual muitas coisas estão, como se diz hoje em dia, teleconectadas.

REFERÊNCIAS

- ANDRADE ACS, DOMINGUEZ JML, LEÃO ZMAN e KIKUCHI RKP (1992) Análise geo-ambiental da região costeira de Caravelas/Bahia. 37 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA *Boletim de Recursos Expandidos*, SBG, vol 1, p 27-28.
- BACKER TF ((1993) Absolute sea-level measurements, climate change and vertical crustal movements. *Global & Planetary Change*, V 8, N 3.
- BERGER A (1992) *Le climat de la terre. Un passé pour quel avenir?* De Boeck Université. Bruxelles. 479p.
- BRUIJNZEEL LA (1993) Land-use and hydrology in warm humid regions: where do we stand? *Hydrology of Warm Humid Regions*, IAHS Publication 216, p. 3-34.
- DURBIDGE TB e HENDERSON-SELLERS A (1993) Large scale hydrological responses to tropical deforestation. *Macroscale modeling of the hydrosphere*, IAHS Publication 214, p 103-12.
- EL-HASSANIN AS, LABIB TM e GABER EI (1993) Soil erosion and soil losses. *Agriculture, Ecosystems & Environments*, V 43, N 3-4.
- ELTZ FLF, CASSOL EA, GUERRA M e ABRÃO PUR (1984) Perda de solo e água por erosão em diferentes sistemas de manejo e coberturas vegetais em solo São Pedro sob chuva natural. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, V 8, N 2.
- FARIA AP (1994) As conseqüências da erosão em microbacias sobre os canais efêmeros, intermitentes e perenes. *Cadernos de Geociências*, IBGE, V 11 Jul/Set.
- GAO S e COLLINS M (1992) Modelling exchange of natural trace sediments between an estuary and adjacent continental shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, V 62, N 1.
- GORNITZ V e LEBEDEFF S (1987) Global sea-level changes during the past century. *Sea-level Fluctuation and Coastal Evolution, SEPM Special Publications*, N 41, p 3-16.
- JELGERSMA S, ZIJP MV e BRINKMAN R (1993) Sealevel rise and the coastal lowlands in the developing world. *Journal of Coastal Research*, V 9, N 4.
- KOMAR, P.D. (1973) Computer models of delta growth due to sediment input from rivers and longshore transport. *Geological Society American Bulletin*, V 84.
- MENDONÇA JR (1994) O cacareiro – preservador da Mata Atlântica. *Jornal “A Tarde”, Suplemento Rural*, 5 de maio de 1994. Salvador. p. 14.
- MOLION LCB (1989) Amazonia and the global climate *Internacional Symposium on Global Changes in South America During the Quaternary: Past-Present-Future*, ABEQUA/INQUA Special Publication N 1, p 83-91.
- NITTROUER CA, ET ALLI (1994) The gateway for terrestrial material entering the ocean. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, V 75, N 16.
- ORTON J e READING H (1993) Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, V 40, N 3.
- PASKOFF R (1993) *Côtes en danger*. Pratiques de la Géographie, MASSON, Paris. 250p.
- REICHERT J e CABEDA MS (1992) Salpico de partículas e selamento superficial em solos do Rio Grande do sul. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, V 16, N 3.
- SWANK, W.T., BOLSTAD, P.V. (1994) Cumulative effects of land use practices on water quality. *Hydrological, Chemical and Biological Processes of Transformation and Transport of*

Contaminants in Aquatic Environments. IAHS Publication 219, p 409-21.

TEJWANI KJ (1993) Water management issues population, agriculture and forests – a focus on watershed management. *Hydrology and water management in the humid tropics*, Cambridge University Press, p 496-525.

VALENTINI E (1991) Um esboço do problema de sedimentos na costa brasileira. I ENCONTRO NACIONAL DE ENGENHARIA DE SEDIMENTOS, *Anais....*, Ouro Preto, Escola de Minas-ABRH-Fundação Gorceix. p 22-5.

VU VAN TUAN (1993) Evaluation of the impact of deforestation to inflow regime of the Hoa Binh Reservoir in Vietnam. *Hydrology of Warm Humid Regions*. IAHS Publication 216, p135-8.

Fluvial Alterations and Coastal Erosion

ABSTRACT

From 1945 to 1990, the Atlântic Forest cover area at South Bahia, had been reduced from 85,36% to 6,04%. This deforestation increased the soil erosion rate and the sediment loads of the rivers. A consequence of this process was the intensification of the hydraulic mole effect of outlets at the coast, by a higher water clay load, more efficient in interrupting and retaining the sand brought by the litoral drift, at the ebby deltas. Along the Alcobaca littoral, this is evidenced by fragile minerals distribution, mica and kyanite grains, exclusively around the outlet and by discontinuous granulometric patterns at its proximities. An erosive process was established, reshaping the coastal line to the new drift interruption capacity of the hydraulic mole, to a total erosion average of 0,5m and a maximum of 4,0m after 10 months of observations.