

## ESTRATIGRAFIA SÍSMICA DO PLATÔ DE PERNAMBUCO

RENATO OSCAR KOWSMANN\* e MÁRCIO PAULO DE ATAÍDE COSTA\*

**ABSTRACT** Two seismic reflection records across the Pernambuco Plateau, NE Brazil, obtained during the Woods Hole Cruise Chain 115 are examined in light of the onshore drilling and DSDP results in the Brazil Basin.

The Pernambuco Plateau was formed due to the accumulation of sediments at least one second thick (two way travel time) behind seamounts outcropping from shallow basement believed to be 90 million years old.

Sedimentation therefore began during the upper Cretaceous and was first interrupted probably during the Cretaceous-Tertiary boundary by a major erosional event. An intensification of oceanic circulation caused by a regression phase beginning in the latest Maestrichtian is called upon to explain the erosional unconformity detected in the profiles.

Deposition resumed in the early Tertiary, and was again interrupted in the Oligocene. Widespread erosion carved deep incisions on the Plateau surface, exposing both early Tertiary and late Cretaceous sediments at that time. This event is correlated with the eustatic lowering of sea level and intensification of bottom currents associated with an increase in ocean basin capacity due to lowered sea floor spreading rates, and consequent decrease in mid-ocean ridge volume.

Acoustically transparent late Tertiary and Quaternary sediments were deposited conformably over the Oligocene erosional topography.

**INTRODUÇÃO** A zona periférica à plataforma continental nordeste brasileira é caracterizada por ocorrências de feições morfológicas classificadas como platôs e *guyots*. Foram assim denominados os Platôs do Rio Grande do Norte e Pernambuco e o *Guyot* do Ceará.

Desde 1969 vários cruzeiros nacionais e estrangeiros têm orientado seus esforços no sentido do estudo da morfologia, estrutura e estratigrafia dessas feições. Assim foram os cruzeiros Oceanographer (1966), Woods Hole Águas-Rasas (1972), Conrad 15 e 16 (1972), Chain 115 (1973) e Remac Águas-Rasas (1974). Nesses cruzeiros foram realizadas várias linhas de perfilagem ecobatimétrica e sísmica de reflexão.

Diversos trabalhos estão sendo realizados, tanto no Projeto REMAC, como em instituições estrangeiras, visando elucidar a origem e a evolução dessas feições marginais. O presente estudo visa analisar a estratigrafia do Platô de Pernambuco baseado em perfis sísmicos de reflexão, obtidos com o sistema "Airgun" de 25 pol<sup>3</sup>, durante o cruzeiro Chain 115, realizado pela Woods Hole Oceanographic Institution em cooperação com o Projeto REMAC, em 1973.

Na descrição das seções sísmicas, todas as espessuras sedimentares foram expressas em *tempo duplo* de reflexão.

**ÁREA DE ESTUDO** Situa-se entre os paralelos 7°30'S e 9°30'S, e os meridianos de 33°30'W e 35°00'W. Limita-se, geograficamente, pelas isóbatas de 200 e 5 000 m, estendendo-se entre a cidade de João Pessoa e o limite dos Estados de Pernambuco e Alagoas.

**FISIOGRAFIA DO PLATÔ DE PERNAMBUCO** Enquanto ao largo de Maceió a isóbata de 2 000 m se encontra apenas 50 km distanciada da costa, ao largo de Recife essa

\*Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM), Projeto REMAC, Rio de Janeiro, Urca, Brasil

distância aumenta para 83 km. O talude continental, que ao largo de Maceió atinge sem interrupções a cota batimétrica de 2 000 m, na região do Platô termina a 800 m, com as cotas inferiores tornando-se suaves e formando a superfície do Platô (Fig. 1). Na sua porção sul existem altos batimétricos isolados, com relevos às vezes superiores a 800 m que interrompem a superfície do Platô. *Canyons* submarinos coalescentes em direção à planície abissal provocam um ravinamento nos flancos dos altos batimétricos isolados.

Perfis sísmicos de reflexão, obtidos durante os cruzeiros realizados na área, mostraram que montes submarinos soterrados e aflorantes, representados batimetricamente pelos altos isolados que cortam a superfície do Platô, foram os responsáveis pela captação e pelo represamento de sedimentos clásticos provenientes do continente e pelágicos, dando origem à morfologia do Platô de Pernambuco (Boyer, 1969; Summerhayes, 1973; Kowmann, 1973; Melo, 1974). Os ravinamentos, provocados pela rede de *canyons* submarinos, ocorrem de preferência entre os montes submarinos, onde a coluna sedimentar carece de sustentação.

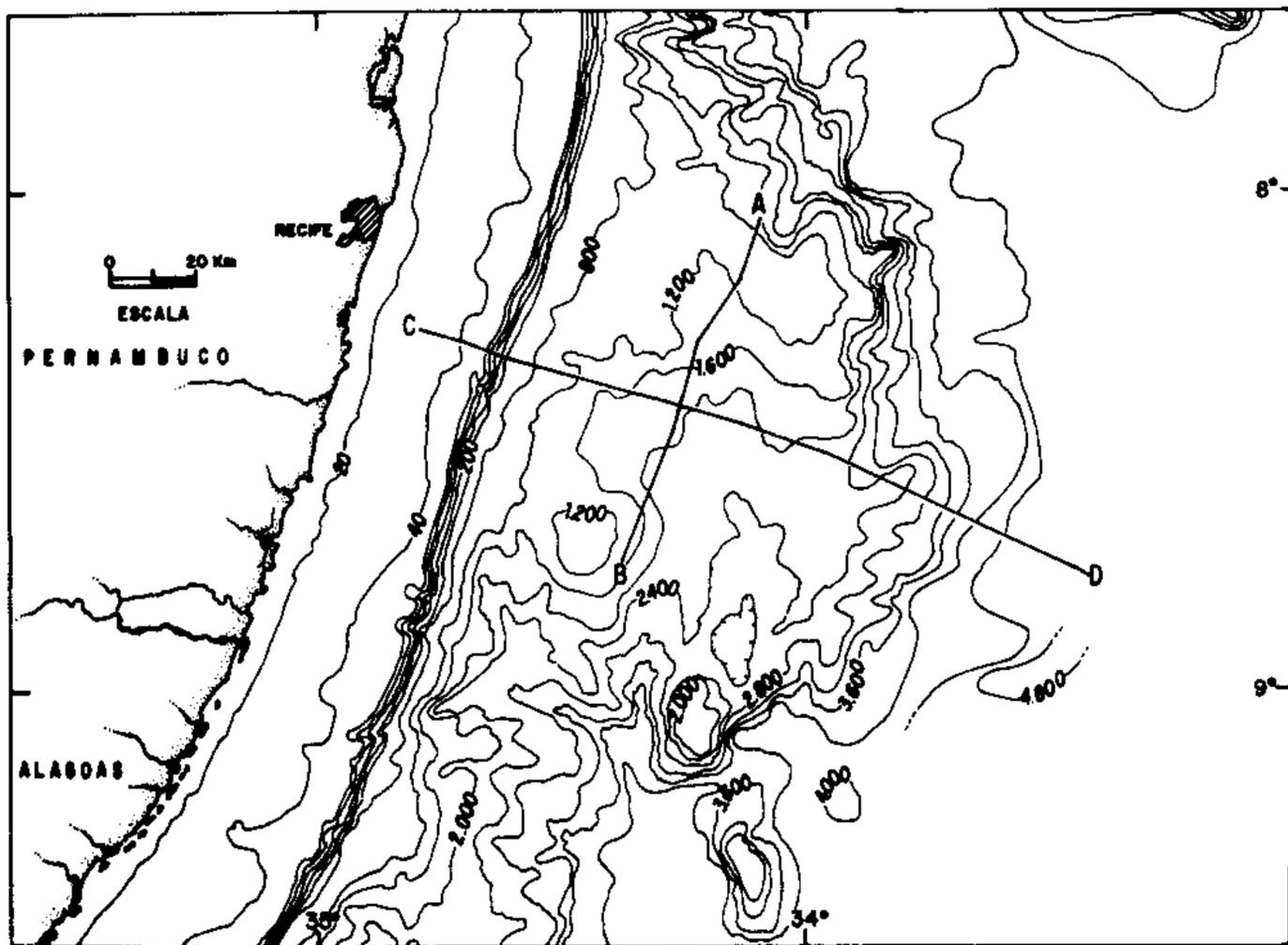


Figura 1 — Mapa batimétrico (isóbatas em metros) do Platô de Pernambuco segundo França *et al.* (1974), com a situação dos perfis sísmicos

**DESCRIÇÃO DAS SEÇÕES DE REFLEXÃO SÍSMICA** *Seção AB* (Fig. 2) (*Linha 6 — Chain 115*) — Situa-se sobre o Platô de Pernambuco, seguindo a direção nordeste—sudoeste. A seção tem início a nordeste, sobre um alto de embasamento, soterrado por aproximadamente 0,25 s de sedimentos. Em seguida atravessa uma seção sedimentar, com aproximadamente 1 s de espessura, cortada por um profundo ravinamento, atingindo finalmente, a sudoeste, um outro alto de embasamento, soterrado por 0,40 s de registro sedimentar. Os sedimentos mais profundos, depositados diretamente sobre o

embasamento, mergulham em direção ao centro da seção, sendo somente a nordeste recobertos por uma espessura máxima de 0,30 s de sedimentos horizontais. A seqüência sedimentar finaliza com uma cobertura de sedimentos de espessura constante (0,25 s), que recobre toda a seção, somente se adelgaçando de encontro aos altos do embasamento, nas extremidades da seção.

Na parte nordeste da seção *AB* duas discordâncias são evidentes, ocasionadas por duas superfícies de erosão ( $D_1$  e  $D_2$ ). A superfície de erosão inferior ( $D_1$ ) trunca os estratos subjacentes, que mergulham em direção ao centro da seção, provocando uma discordância angular entre esses estratos e os superjacentes, praticamente horizontais. A superfície de erosão superior ( $D_2$ ) trunca os estratos horizontais impedindo sua continuidade lateral e provocando uma segunda discordância erosional (paralela) entre esses estratos e os depositados na última fase de sedimentação do Platô. No centro e na porção sudoeste da seção, essa mesma superfície  $D_2$  trunca as camadas do pacote sedimentar depositado sobre o embasamento, provocando uma terceira discordância erosional (paralela) entre esses sedimentos e aqueles depositados na última fase de sedimentação do Platô.

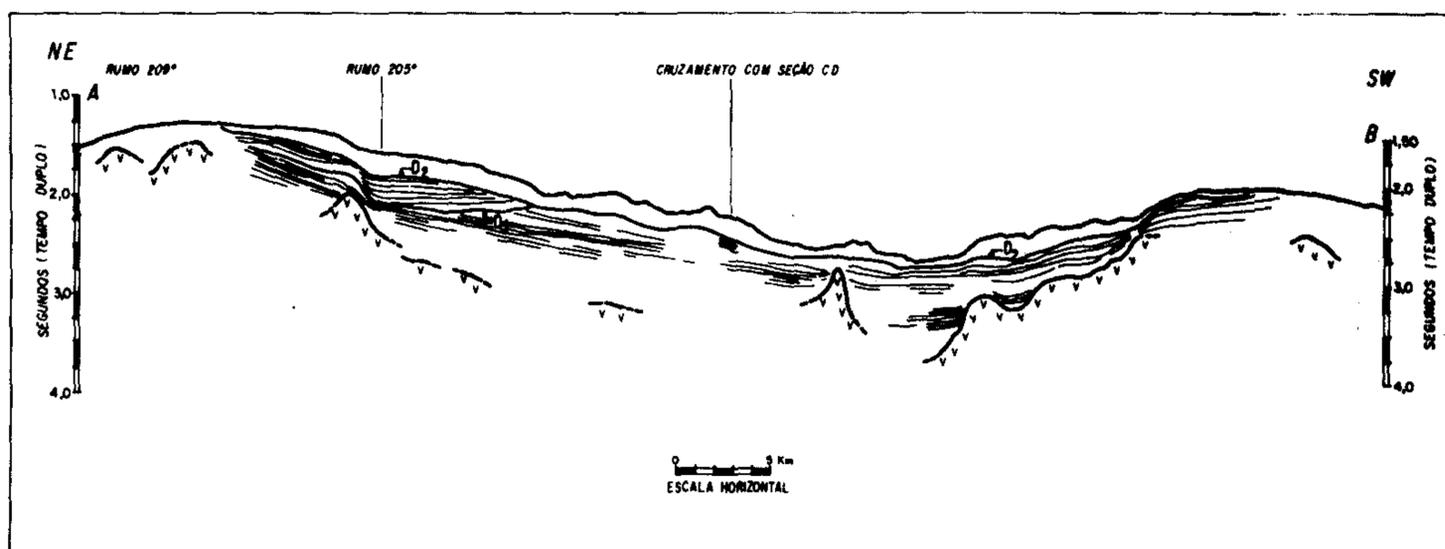


Figura 2 — Seção sísmica *AB*, através do Platô de Pernambuco, paralela à costa.  $D_1$  e  $D_2$  são interpretadas como superfícies de erosão

*Seção CD* (Fig. 3) (*Linha 1 — Chain 115*) — Estende-se de noroeste para sudeste, perpendicularmente à linha de costa, desde a parte externa da plataforma continental até a profundidade de 4 800 m.

Nesta seção o Platô de Pernambuco é definido por um pacote sedimentar de aproximadamente 1 s de espessura, que se estende desde a base do talude até a isóbata de 2 250 m (3 s) indo terminar de encontro a um pico de embasamento aflorante, distante 100 km do início da seção. Ao largo desse pico de embasamento, a espessura sedimentar se reduz acentuadamente, sendo representada, apenas, por um corpo de escorregamento acumulado na escarpa externa do pico mencionado acima.

Uma pequena bacia sedimentar, situada a 138 km do início da seção, a uma profundidade de 4 700 m (6,25 s) e encaixada entre a base da primeira escarpa e um pico de embasamento aflorante, situado no extremo sudeste da seção, marca o segundo nível deposicional, externo ao Platô. A espessura sedimentar dessa bacia restrita é de, no mínimo, 0,5 s. Apesar da grande profundidade em que se encontra essa pequena bacia, ela ainda está desnivelada de 190 m (0,25 s) em relação ao nível de sedimentação da Planície Abissal de Pernambuco, que aparece no extremo sudeste da seção, a uma profundidade superior a 4 800 m (6,50 s).

Os sedimentos que formam o Platô de Pernambuco mergulham fortemente, próximo à quebra da plataforma, em direção ao oceano, suavizando gradativamente à medida que se afastam da costa. Localmente, os mergulhos se encontram invertidos devido à topografia do embasamento e a falhas de pequeno rejeito. Os sedimentos do talude, bem estratificados e empilhados de encontro a uma feição de embasamento, soterrada a 0,16 s do piso marinho, dão lugar, mais ao largo, a uma seqüência de sedimentos sísmicamente transparentes, de até 0,35 s de espessura, assentados concordantemente sobre uma superfície refletora marcante, superjacente aos sedimentos com estratificação mais coerente.

No pacote de forte mergulho, empilhado imediatamente ao largo da quebra da plataforma, existem duas superfícies refletoras marcantes, sendo que a mais profunda se encontra a 0,62 s do piso oceânico, terminando de encontro ao embasamento. A superfície refletora mais rasa, que se encontra a uma profundidade média de 0,20 s do piso marinho, perde um pouco a sua nitidez, lateralmente, devido à complexidade das reflexões, provocada por uma feição de escorregamento ocorrida entre o pico do embasamento soterrado e o vale contíguo. Esse mesmo refletor, mais ao largo, separa uma seqüência de sedimentos sísmicamente transparentes, de até 0,35 s de espessura, de sedimentos subjacentes com estratificação mais coerente e assentados diretamente sobre o embasamento.

Vários *canyons* submarinos recortam profundamente os sedimentos transparentes superiores do Platô sem, no entanto, erodirem o pacote sedimentar assentado sobre o embasamento e situado abaixo da superfície refletora. O contraste de resistência à erosão entre os dois pacotes de sedimentos, separados pela superfície refletora, evidencia uma nítida diferença litológica. Essa seqüência sedimentar é muito semelhante àquela identificada no centro e a sudoeste da seção *AB* (Fig. 2) e nos leva a correlacionar a superfície refletora acima mencionada com a superfície de erosão  $D_2$ , da seção *AB*.

Na área do talude, abaixo da superfície  $D_2$  e acima da superfície refletora mais profunda, encontra-se um pacote sedimentar de 0,45 s de espessura que está ausente na área central do Platô por ter sido erodido pela superfície  $D_2$ . A posição idêntica entre esse pacote e aquele caracterizado por sedimentos horizontais na seção *AB* (Fig. 2), e que também se encontram ausentes no centro daquela seção, nos leva a crer tratar-se da mesma

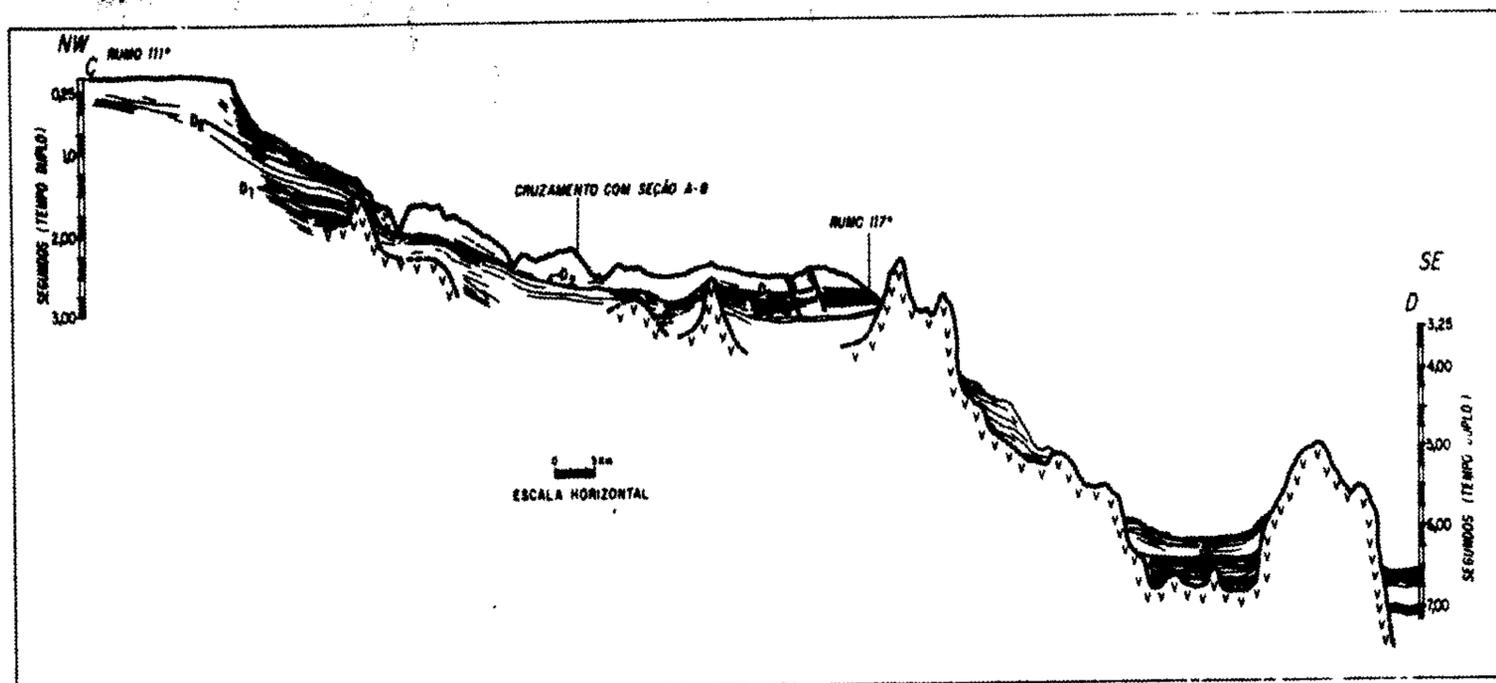


Figura 3 - Seção sísmica *CD*, através do Platô de Pernambuco, perpendicular à costa. Os refletores  $D_1$  e  $D_2$  são correlacionáveis às superfícies de erosão da seção *AB*

seqüência sedimentar. Conseqüentemente, a superfície refletora inferior, localizada na base do talude da seção *CD*, é correlacionável com a superfície erosional  $D_1$ , identificada na seção *AB*. Tal superfície é ligeiramente mais profunda na seção *CD* por se encontrar mais próxima ao continente e, portanto, sujeita a maior cobertura sedimentar.

**INTERPRETAÇÃO ESTRATIGRÁFICA** Na área do Platô de Pernambuco, o embasamento é provavelmente constituído por rochas vulcânicas, como atesta a topografia acidentada de montes submarinos. Fazendo uma tentativa, a idade desse vulcanismo pode ser correlacionada com as intrusões do complexo ígneo do Cabo de Santo Agostinho, localizado a 30 km ao sul do Recife. Rochas desse complexo foram datadas como sendo de idade Turoniana (90 m.a.) por Vandoros *et al.* (1966).

O pacote sedimentar diretamente assentado sobre o embasamento vulcânico, conseqüentemente, teria uma idade Cretácea Superior. Esses sedimentos foram truncados pela superfície de erosão  $D_1$ .

Uma sondagem (*site* 355) realizada recentemente pelo Deep Sea Drilling Project, na Bacia do Brasil, durante a "Leg 39" (Perch-Nielsen *et al.*, 1975) revelou que o limite Cretáceo Superior-Terciário foi caracterizado por uma baixa razão de sedimentação marinha. O referido decréscimo, no final do Maestrichtiano, foi também constatado em quase todos os furos do Deep Sea Drilling Project, que testemunharam esse intervalo estratigráfico (Moore, 1972). Vários trabalhos sintetizados por Worsley (1974) invocam uma elevação até a zona fótica da profundidade de compensação de carbonato (*CCD*) como justificativa para a baixa taxa de sedimentação nessa época. Esse fenômeno possivelmente se estendeu até o Platô de Pernambuco e seria inicialmente responsável pela superfície  $D_1$ . No entanto, a simples dissolução de carbonatos não explica a natureza erosiva da superfície  $D_1$ .

Até a base do Maestrichtiano Superior, o nível do mar sofreu uma elevação de 500 m acima do presente nível (Hays e Pitman III, 1973). Isso foi constatado no continente pelo furo IST-1-PE, da Petrobrás, na Bacia Recife-João Pessoa, que mostrou a existência de sedimentos marinhos transgressivos desta idade (Asmus e Ponte, 1973). No final do Maestrichtiano teve início uma regressão marinha que se estendeu, pelo menos, durante o início do Terciário (Hays e Pitman III, 1973). Essa regressão, de caráter eustático, ocasionada pelo abatimento das cadeias meso-oceânicas, com a diminuição na razão de *sea-floor spreading* e conseqüente aumento na capacidade volumétrica das bacias oceânicas, provavelmente ativou a circulação oceânica intensificando os processos erosivos submarinos. Esses processos foram os principais responsáveis pelo caráter erosivo da superfície  $D_1$ .

A formação da superfície erosional  $D_2$  seria correlacionável, na Bacia Recife-João Pessoa, a um hiato marcante que teve início na base do Oligoceno e que se estendeu até o final do Mioceno (Asmus e Ponte, 1973). Seria também correlacionável, na Bacia do Brasil, a um hiato constatado no furo do Deep Sea Drilling Project e que teve início na mesma época, mas que foi interrompido durante o Mioceno Médio (Perch-Nielsen *et al.*, 1975).

Rona (1973a, b) menciona a existência de um hiato de expressão quase mundial, durante o Oligoceno, a partir da análise de 41 furos do Deep Sea Drilling Project. Esse hiato estaria associado a um abaixamento eustático do nível do mar (regressão) ocasionado por processos tectônicos semelhantes aos que atuaram durante o limite Cretáceo-Terciário, como foi anteriormente descrito. Essa regressão foi responsável por uma intensificação nos processos erosionais subaéreos e submarinos, nas margens continentais (Rona, 1973b; Seibold e Hinz, 1974; Emery *et al.*, 1974).

Assim, o ravinamento intenso sofrido pelos sedimentos do Platô de Pernambuco (Fig. 1) e a formação da superfície erosional  $D_2$  estariam associados à regressão marinha Oligocênica acima mencionada. Conseqüentemente, os sedimentos depositados entre as superfícies  $D_1$  e  $D_2$  teriam idade Terciária Inferior e os sedimentos sísmicamente transparentes, depositados concordantemente sobre a superfície  $D_2$ , teriam idade Terciária Superior a Holocênica.

**CONCLUSÕES** O Platô de Pernambuco foi formado pelo acúmulo de sedimentos com idade máxima do Cretáceo Superior, depositados diretamente sobre embasamento vulcânico e barrados por montes submarinos que representam altos desse embasamento.

Provavelmente, no limite Cretáceo-Terciário, uma superfície de erosão truncou os sedimentos mais antigos e sobre ela foram depositados estratos do Terciário Inferior.

Uma nova superfície de erosão, que ravinou profundamente o então topo do Platô, se deu provavelmente durante o Oligoceno, expondo sedimentos do Terciário Inferior nos flancos dos vales e sedimentos do Cretáceo Superior nos seus eixos. Sedimentos do Terciário Superior e Quaternário, finalmente, recobriram a parte central do Platô, preservando a paleotopografia anterior.

Os eventos erosivos acima mencionados são correlacionados com duas regressões marinhas de escala quase global, que resultaram tanto na intensificação dos processos de denudação subaéreos como na ativação da capacidade erosiva das correntes oceânicas.

Os sedimentos do Terciário Superior e Quaternário foram finalmente cortados, até a base, por *canyons* submarinos locais quando em contato direto com picos do embasamento. Esses *canyons*, ainda não preenchidos, foram provavelmente formados pela intensificação da circulação das correntes oceânicas, durante o abaixamento glácio-eustático do mar Pleistocênico.

**AGRADECIMENTOS** Somos gratos aos geólogos Haroldo E. Asmus e Waltir Guazelli pelas sugestões, críticas e comentários durante a interpretação e redação do presente trabalho.

À Woods Hole Oceanographic Institution agradecemos o livre acesso às seções sísmicas utilizadas.

O Cruzeiro WHOI Chain 115 foi realizado com fundos da National Science Foundation (Contrato GA-41185) e do Projeto REMAC.

## BIBLIOGRAFIA

- ASMUS, H. E. e PONTE, F. C. — 1973 — The Brazilian Marginal Basins: in Nairn, A. E. e Stehli, F. G. (eds.), *Ocean Basins and Margins*, I. The South Atlantic, Plenum Publ. Co., 87-133
- BOYER, P. R. — 1969 — Structure of the Continental Margin of Brazil, Natal to Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, Universidade de Illinois, Urbana, Illinois, 93 pp. (inédito)
- EMERY, K. O., UCHUPI, E., PHILLIPS, J., BOWIN, C. e MASCLE, J. — 1974 — The Continental Margin of Western Africa: Angola to Sierra Leone; Woods Hole Oceanographic Institution, Contribution N.º 3481, 151 pp. (inédito)
- FRANÇA, A. M. C., MILLIMAN, J. D. e SUMMERHAYES, C. P. — 1974 — Atlas of Bathymetry, Shallow Structure and Magnetics of the Brazilian Continental Margin; Woods Hole Oceanographic Institution-Projeto REMAC
- HAYS, J. D., e PITMAN III, W. C. — 1973 — Lithospheric Plate Motions, Sea Level Changes and Climatic and Ecological Consequences; *Nature* **246**, 18-22
- KOWSMANN, R. O. — 1973 — Cruzeiro LDGO Robert Conrad 16, Trato 11, Rio-Recife. Relatório de Operações, Projeto REMAC, 16 pp. (inédito)
- MELO, U. DE — 1974 — Cruzeiro WHOI Chain 115, Tratos 7 e 8. Relatório de Operações, Projeto REMAC, 15 pp. (inédito)
- MOORE, T. C. — 1972 — DSDP: Successes, Failures, Proposals; *Geotimes* **17** (27), 27-31.

- PERCH-NIELSEN, K., SUPKO, P. R., BOERSMA, A., BONATTI, E., CALSON, R. L., DINKELMAN, M. G., FODOR, R. V., KUMAR, N., McCOY, F., NEPROCHNOV, Y. P., THIEDE, J. e ZIMMERMAN, H. B. — 1975 — Summary of Deep Sea Drilling Project — Leg 39; *Geotimes* **20** (3), 26-28
- RONA, P. A. — 1973a — Worldwide Unconformities in Marine Sediments Related to Eustatic Changes of Sea Level; *Nature* **244**, 25-26
- RONA, P. A. — 1973b — Relations between Rates of Sediment Accumulation on Continental Shelves, Sea-Floor Spreading, and Eustacy Inferred from the Central North Atlantic; *Geol. Soc. America Bull.* **84**, 2851-2872
- SEIBOLD, E. e HINZ, K. — 1974 — Continental Slope Construction and Destruction, West Africa; in Burk, C. A. e Drake, C. L. (eds.), *The Geology of Continental Margins*, Springer-Verlag, 179-196
- SUMMERHAYES, C. P. — 1973 — Brazilian-Woods Hole Oceanographic Institution Cooperative Study of the Brazilian Continental Margin, Part IV — Cruise Report Legs 6 and 7 — Eastern and Northeastern Shelf, Slope, Banks and Plateaus; Woods Hole Oceanographic Institution, Ref. N.º WHOI-73-32. 19 pp. (inédito)
- VANDOROS, P., CORDANI, U. G. e MATZKO, J. J. — 1966 — Idades Absolutas das Rochas Ígneas da Região do Cabo, Pernambuco. XX Congresso Brasileiro de Geologia, Soc. Bras. Geol., Publ. N.º 1, 64-66
- WORSLEY, T. — 1974 — The Cretaceous-Tertiary Boundary Event in the Ocean; in Hay, W. W. (ed.), *Studies in Paleo-Oceanography*, SEPM Spec. Publ. N.º 20, 94-125