

O CRETÁCEO DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO MARANHÃO E PARÁ, BRASIL: BIOESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL

THE CRETACEOUS OFFSHORE PARÁ AND MARANHÃO, BRAZIL:
BIOSTRATIGRAPHY, PALEOECOLOGY

Gerhard Beurlen⁽¹⁾ e Marília da Silva Pares Regali⁽²⁾

RESUMO — São estabelecidos o arcabouço bioestratigráfico e a evolução paleoambiental dos sedimentos cretáceos das bacias da margem continental do Pará e Maranhão, Brasil. Algumas zonas novas, de caráter local, foram definidas: *Complicatisaccus cearensis* (Neo-Alagoas a Eomesoalbiano), *Hedbergella* aff. *H. gorbachikae* (Eoalbiano a Mesoalbiano), *Whiteinella brittonensis* (final do Cenomaniano ao Eoeturoniano), *Globotruncana inornata* (Turoniano), e *Victorisporis roberti* (Santoniano). Aos sedimentos não-marinhos a parálicos de Idade Alagoas a Eomesoalbiano, se sobrepõem sedimentos parálicos a neríticos rasos do Neomesoalbiano. Após um hiato que envolve o Neo-Albiano e todo o Cenomaniano, os primeiros sedimentos registrados são de idade turoniana, desenvolvidos em ambiente parálico a nerítico médio na parte leste da bacia. Até o final do Santoniano toda a área é conquistada pelo mar, e a sedimentação se processa em ambientes mais profundos, até batial superior. O auge da transgressão parece ter ocorrido durante o Mesossantoniano a aproximadamente 86 m.a. No Campaniano, após uma curta fase erosiva, se inicia o ciclo progradante, ainda em ambiente nerítico a batial superior até o final do Cretáceo. Aparentemente, a subsidência ainda é superior ao aporte sedimentar nessa época. Várias fases erosivas removem os sedimentos previamente depositados, gerando hiatus equivalentes ao Neocampaniano e ao final do Cretáceo.

(Originalis recebidos em 10-III-87.)

1 — INTRODUÇÃO

Este trabalho é parte de um estudo geológico global das bacias da margem continental brasileira e apresenta os resultados das análises bioestratigráficas e paleoecológicas da seção cretácea perfurada por 23 poços nas bacias do Pará e Maranhão (fig. 1). Os sedimentos perfurados podem ser correlacionados às seqüências não-marinha/evaporítica, de plataforma carbonática, transgressiva e progradante, como definidas para as bacias da margem continental brasileira por PONTE *et alii* (1978) e modificadas por BEURLLEN (1982). A seqüência progradante transgride os limites do Cretáceo e sua porção cenozóica foi discutida por ABREU *et alii* (1986).

O zoneamento bioestratigráfico é baseado em zonas de foraminíferos planctônicos e palinomorfos. Quanto às primeiras, esclarece-se que são de caráter informal e local, ao passo que as de palinomorfos, com algumas adaptações, seguem o zoneamento em uso na PETROBRÁS (REGALI *et alii*, 1974). A caracterização paleoambiental baseia-se na integração de estudos paleoecológicos qualitativos e semiquantitativos

das associações de foraminíferos e palinomorfos.

Os sedimentos das seqüências acima mencionadas são limitados por refletores sísmicos regionais e correspondem res sísmicos regionais (CAINELLI & MORAES JR., 1986) e correspondem aos topos das zonas *Complicatisaccus cearensis* (topo da seqüência não-marinha/evaporítica, ao qual se atribuiu idade Eomesoalbiano) e *Globotruncana concavata/Victorisporis roberti* (topo da seqüência transgressiva, o qual corresponde ao final do Santoniano). Vários refletores dentro da seqüência progradante sugerem descontinuidades regionais durante sua deposição; destes, menciona-se aqui o que marca o final do Cretáceo e corresponde ao topo das zonas *Proteacidites longispinosus/Globotruncana contusa* (subzona *Rugoglobigerina reicheli*).

2 — BIOESTRATIGRAFIA

2.1 — Andar Alagoas — Albiano Médio, Parte Inferior

Os sedimentos depositados durante o tempo Alagoas são os mais antigos alcançados pelos poços estudados. Podem ser correlacionados à seqüência não-ma-

1 - Setor de Bioestratigrafia e Paleocologia, Divisão de Exploração, Centro de Pesquisas.
2 - Centro de Desenvolvimento de Recursos Humanos do Sudeste, Serviço de Desenvolvimento de Recursos Humanos.

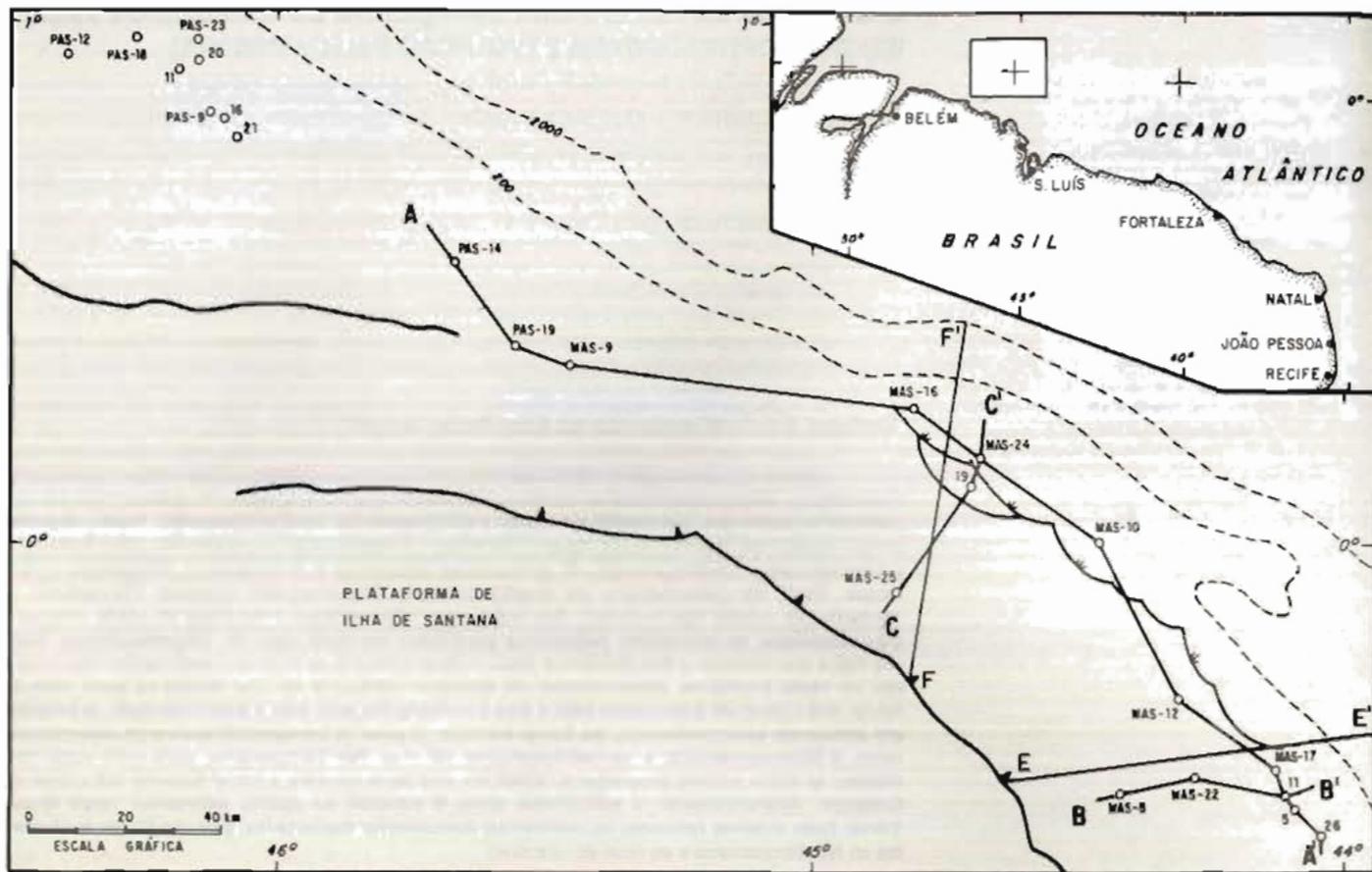


Fig. 1 - Mapa de localização.

rinha/evaporítica (PONTE *et alii*, 1978; BEURLIN, 1982). São caracterizados bioestratigraficamente pelas zonas *Sergipea variverrucata* em sua base e *Complicatisaccus cearensis* em sua porção superior. Essa seção somente foi alcançada pelos poços situados mais a leste (fig. 1), na área do 1-MAS-26 ao 1-MAS-10; somente os poços 1-MAS-8 e 1-MAS-25, mais proximais, atingiram a Zona *S. variverrucata* (figs. de 2 a 6).

Enquanto a passagem da Zona *S. variverrucata* para a Zona *C. cearensis* parece ser contínua — não há indícios de qualquer descontinuidade, quer seja de natureza paleontológica, quer de natureza litológica ou sísmica — a seção correspondente à Zona *C. cearensis* é subdividida por um refletor sísmico que aparentemente parece estar relacionado a uma mudança paleoambiental, já que a associação palinológica de sua parte superior, acima do refletor, sugere uma influência marinha bem mais marcante do que a da porção abaixo dele.

O topo da seção Alagoas-Albiano médio (parte inferior) é marcado por um refletor sísmico regional muito forte; a descontinuidade a ele relacionada é

reflexo, possivelmente, do desenvolvimento paleoambiental distinto dos sedimentos dessa seqüência e dos da capa. Somente nos poços 1-MAS-8 e 1-MAS-25 esse refletor está indubitavelmente relacionado a um hiato, com sedimentos da seqüência turonianosantoniana transgredindo sobre os sedimentos parálicos de Idade Alagoas-Eomesoalbianos (figs. 1, 4 e 6).

2.2 — Albiano Médio, Parte Superior

Sedimentos dessa idade somente foram alcançados pelos 1-MAS-10, 1-MAS-11, 1-MAS-12 e 1-MAS-26 (fig. 1). Em sua lapa, ocorrem os sedimentos parálicos de Idade Alagoas-Eomesoalbianos e, em sua capa, os sedimentos marinhos da seqüência transgressiva. A base e o topo dessa seqüência, que pode ser relacionada à seqüência de plataforma carbonática, são marcados por discordâncias sísmicas (PONTE *et alii*, 1978; BEURLIN, 1982). Enquanto a da base parece estar relacionada a uma mudança no ambiente deposicional, a do topo envolve um hiato que abrange o Neo-Albiano e todo o Cenomaniano (figs. 3 e 4).

Excetuando os poços 1-MAS-8 e 1-MAS-

25, onde não foram depositados sedimentos da parte superior do Albiano médio (ver acima), e os poços 1-MAS-10, 1-MAS-11, 1-MAS-12 e 1-MAS-26, nos outros poços da área a perfuração não atingiu níveis estratigráficos mais velhos do que Turoniano.

O intervalo é muito pobre em microfósseis e palinórfos; sua caracterização bioestratigráfica baseia-se na ocorrência esporádica de *Elaterosporites klaszi* e *Afropollis aff. jardiinus* (palinórfos característicos da Zona *Steevesipollenites alatiformis*) e de *Hedbergella aff. H. gorbachikae* e outros hedbergelídeos afins (fig. 2), de idade, respectivamente, Neomesoalbianos e Eoalbianos a Mesoalbianos.

2.3 — Turoniano a Santoniano

Os sedimentos dessa idade são de caráter nitidamente transgressivo e foram alcançados por todos os poços da área do Maranhão e pelo 1-PAS-19 no Pará (figs. de 1 a 6). A base dessa seqüência assenta sobre os sedimentos da seqüência de plataforma carbonática de Idade Neomesoalbianos, à exceção dos poços 1-MAS-8 e 1-MAS-25, onde os

sedimentos turoniano-santonianos transgridem sobre os sedimentos da seqüência não marinha/evaporítica de Idade Alagoas a Eomesobiano. Seu topo é marcado por uma discordância erosiva, bem marcada nas seções sísmicas. A seção da figura 3 mostra uma estimativa da seção santoniana removida pela fase erosiva entre essa seqüência e a progradante da capa. Utilizou-se, para tal estimativa, uma taxa de sedimentação média extrapolada dos poços 1-MAS-5 e 1-MAS-11, onde não há evidência de um hiato de maior monta entre as duas seqüências. O caráter erosivo dessa discordância é corroborado pela ocorrência de foraminíferos planctônicos santonianos retrabalhados em sedimentos campanianos no poço 1-MAS-17.

Bioestratigraficamente, a seqüência é caracterizada pelas zonas *Tricolpites* S. 427/*Globotruncana inornata*, de idade turoniana, e *Victorisporis roberti*/*Globotruncana concavata* do Santoniano (fig. 2). A Zona *Cupaniedites reticularis*, de idade coniaciana, só foi encon-

trada no poço 1-MAS-5; sedimentos de idade equivalente também parecem ocorrer no poço 1-MAS-11, a julgar pelas seções sísmicas. Em todos os outros poços da área o Coniaciano parece estar ausente (figs. 3 e 4).

A ocorrência da Zona *Whiteinella brittonensis* no poço 1-MAS-22, associada a uma rica mas monótona fauna de foraminíferos planctônicos hedbergelídeos na parte basal desta seqüência, sugere que a transgressão se tenha iniciado entre o final do Cenomaniano e o início do Turoniano. Dominância de associações hedbergeliformes semelhantes também foi achada na base dessa seqüência no poço 1-MAS-17, juntamente com raras e mal preservadas formas possivelmente relacionadas a espécies do gênero *Rotalipora*.

2.4 - Campaniano a Maastrichtiano

As zonas *Auriculidites reticulatus* do Campaniano inferior, *Tricornites elonga-*

tus/*Globotruncana fornicata* do Maastrichtiano inferior, *G. gansseri* do Maastrichtiano superior e *Rugoglobigerina reicheli*/*Proteacidites longispinosus* do Maastrichtiano terminal caracterizam bioestratigraficamente a parte cretácea, basal, da seqüência progradante (fig. 2). O desenvolvimento dessa seqüência durante o Cenozóico é discutido em ABREU *et alii* (1986).

Essa seção é a primeira a apresentar nítidas feições de progradação nas seções sísmicas. Na área do Maranhão, só não ocorre nos poços 1-MAS-10 e 1-MAS-24 (ausência por falha) e 1-MAS-25. Na área do Pará, por sua vez, somente foi alcançada pelos poços 1-PAS-12, 1-PAS-14 e 1-PAS-19; todos os outros poços da área do Pará tiveram a perfuração interrompida em horizontes estratigráficos mais novos (figs. de 3 a 6).

A seção campaniano-maastrichtiana é limitada por duas discordâncias erosivas. A da base já foi discutida anteriormente. O hiato envolvido na discordância de

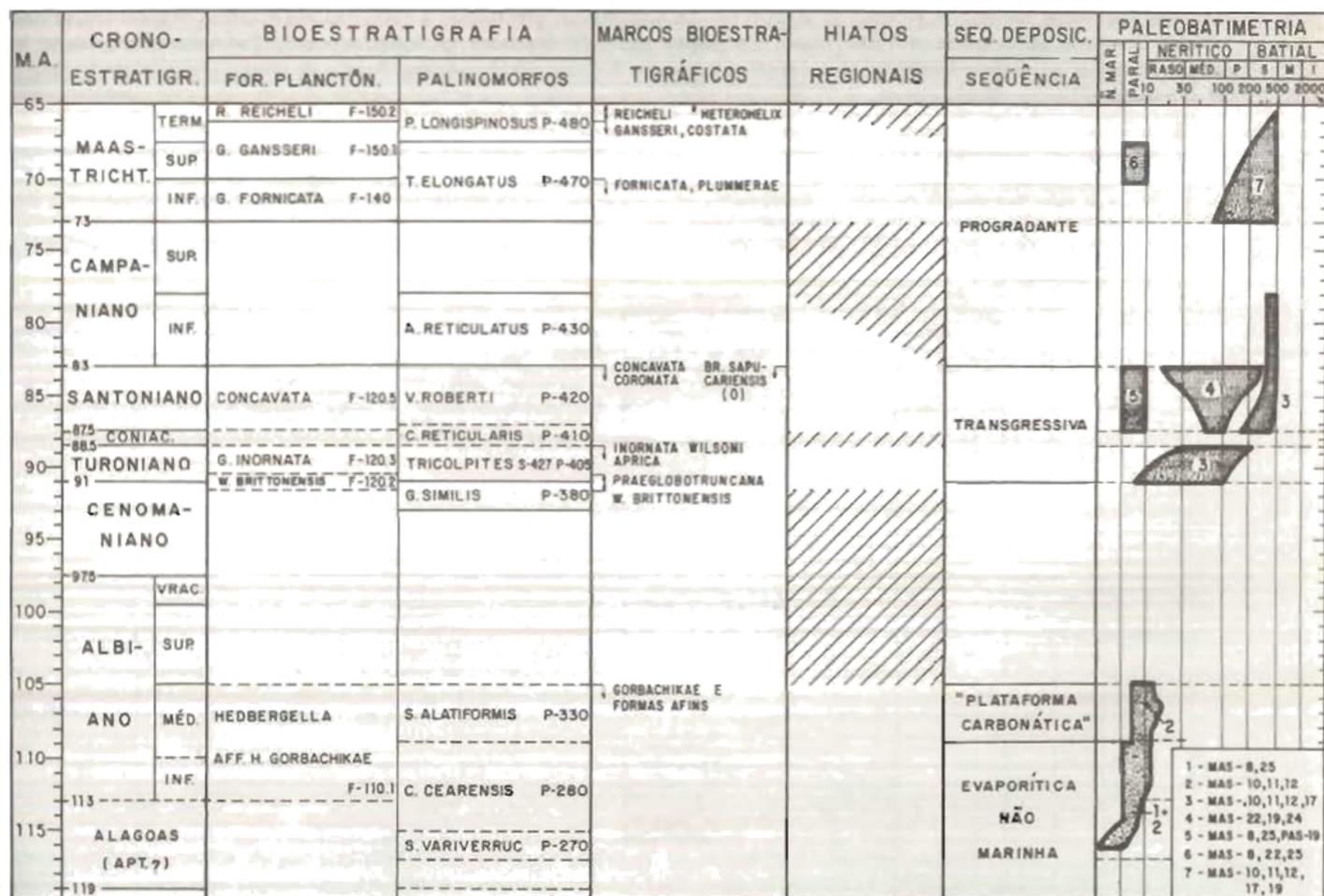


Fig. 2 - Correlação e idade das zonas de foraminíferos planctônicos e palinomorfos e sumário da evolução paleoambiental no Cretáceo.

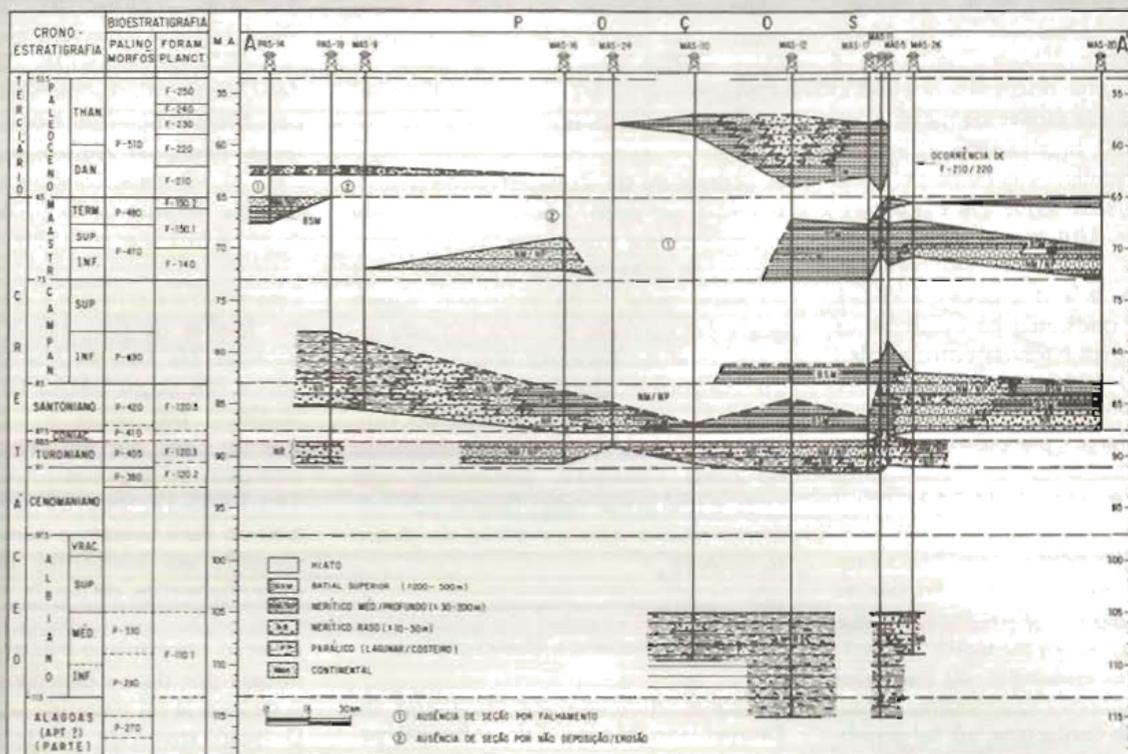


Fig. 3 - Seção longitudinal (*strike*) A-A' do tipo tempo (m.a.) x distância, mostrando a evolução estratigráfica e paleoambiental do Cretáceo da plataforma do Maranhão. Os topos das três unidades (Alagoas/Albiano, Turoniano/Santoniano e Maastrichtiano) correspondem a refletores sísmicos datados bioestratigraficamente. Escala de tempo segundo HARLAND *et alii*, 1982.

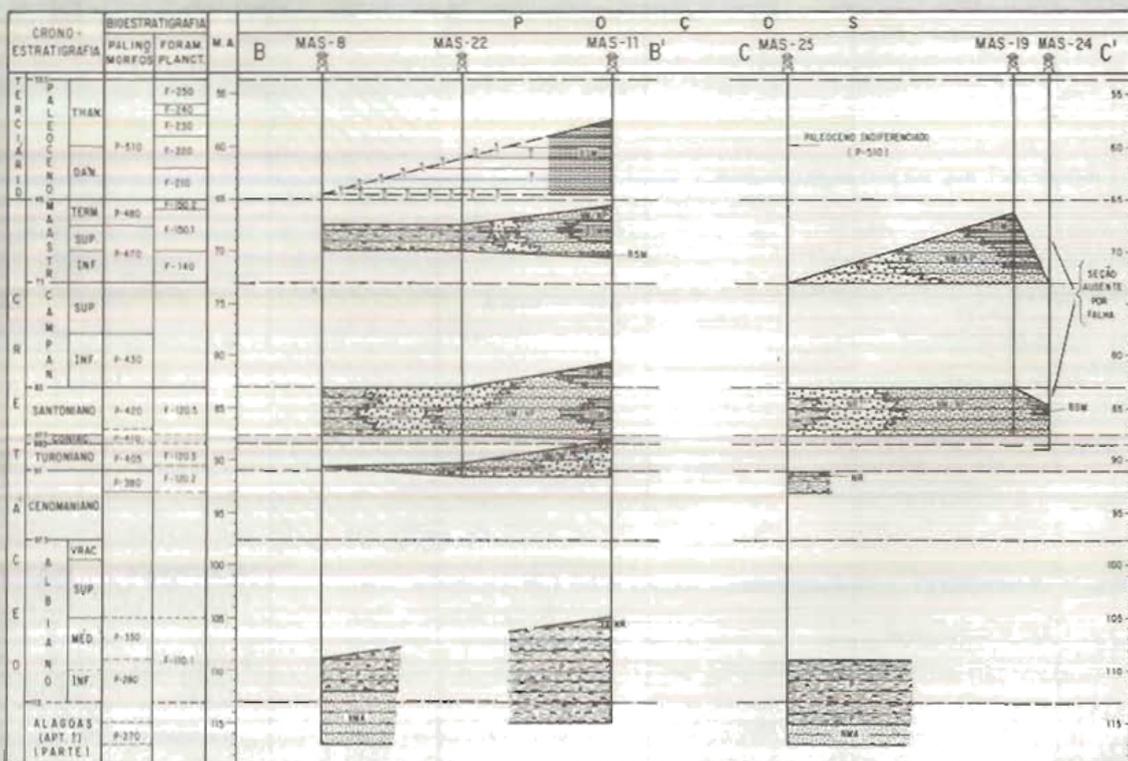


Fig. 4 - Seção transversal (*dip*) B-B' e C-C' do tipo tempo (m.a.) x distância. Os topos das três unidades correspondem a refletores sísmicos datados bioestratigraficamente. Escala de tempo segundo HARLAND *et alii*, 1982.

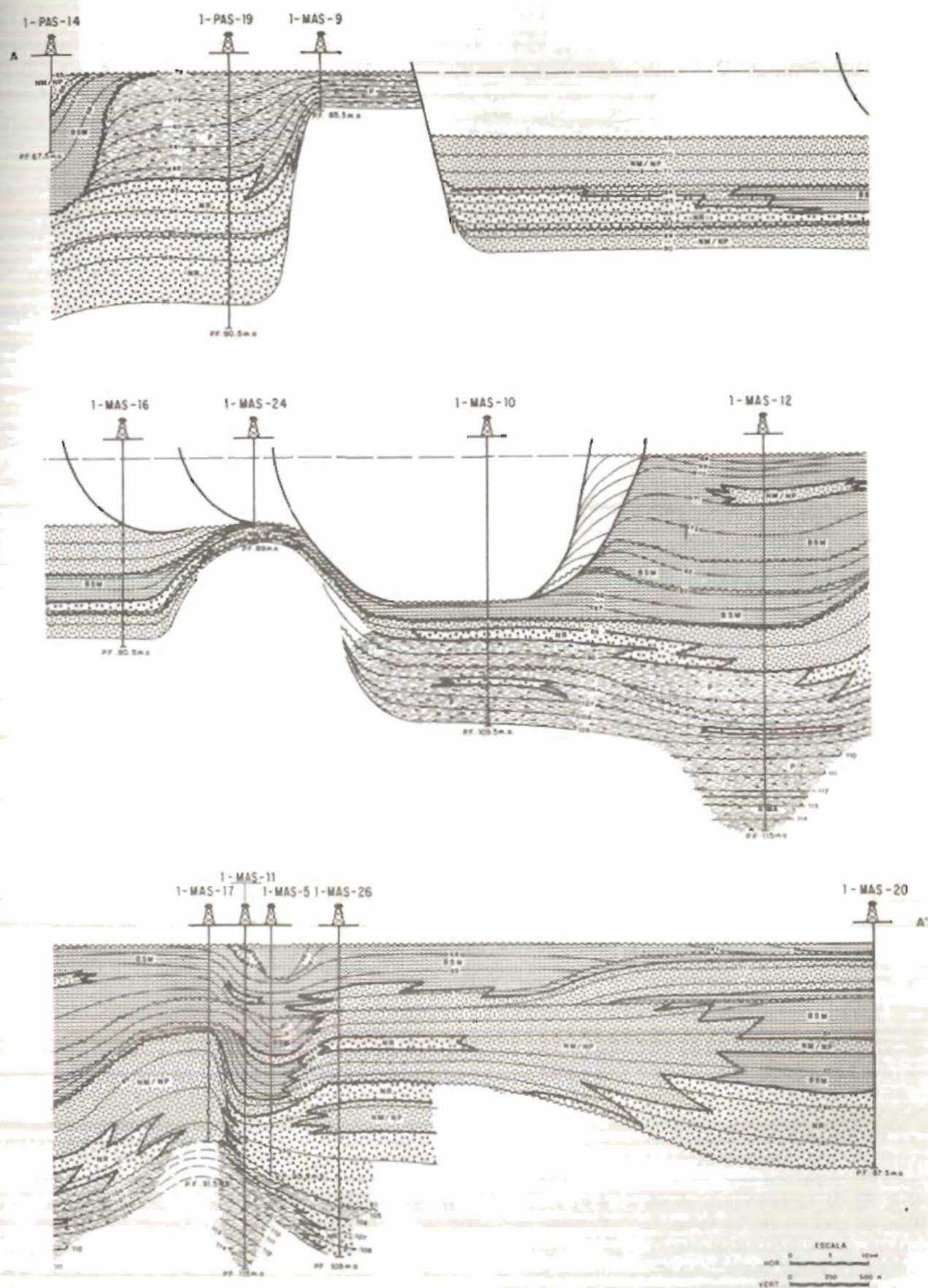


Fig. 5 - Seção longitudinal isócrona A-A' com evolução paleoambiental do Cretáceo. Legenda como nas figuras de 11 a 24.

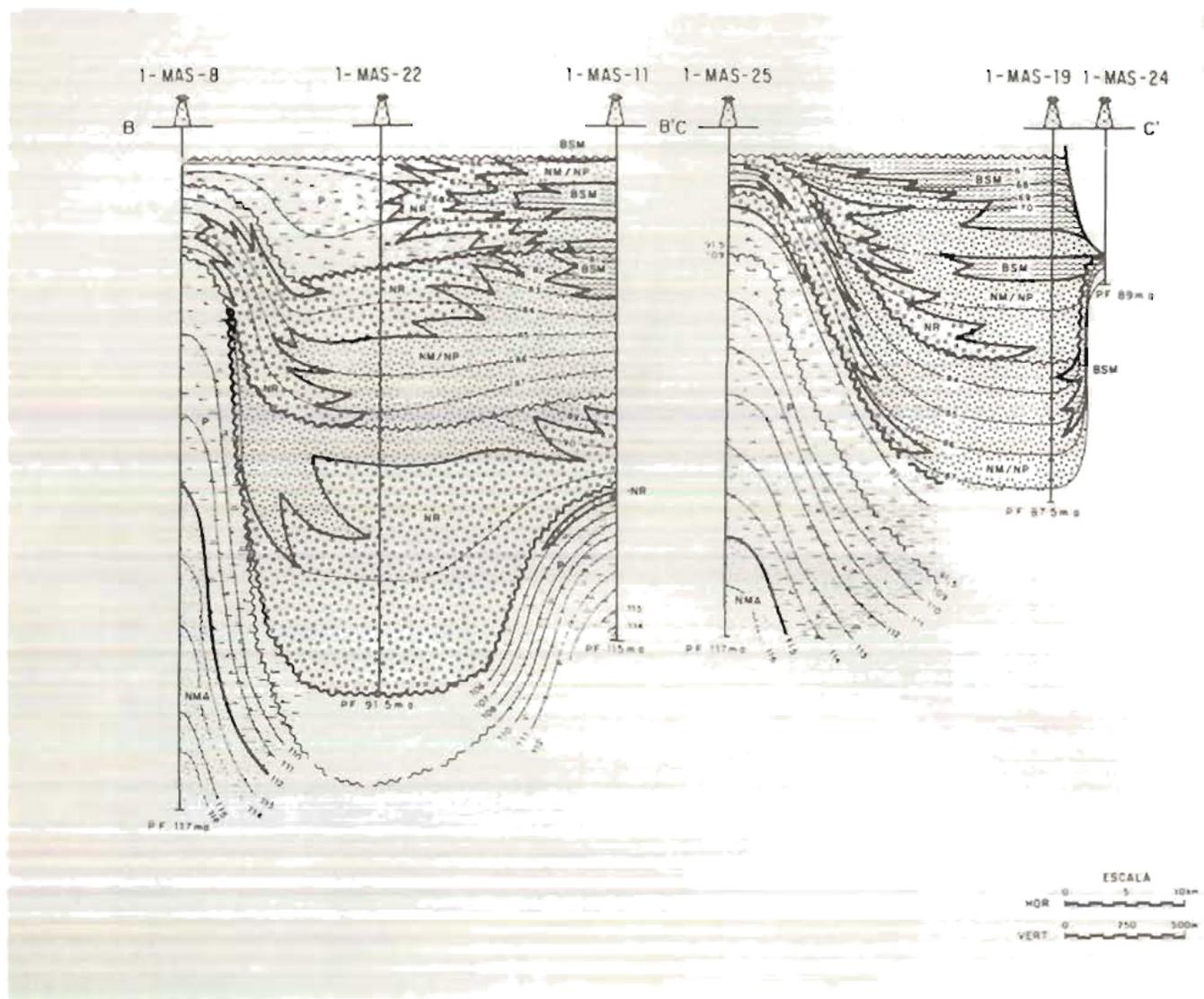


Fig. 6 - Seções transversais isócronas B-B' e C-C' com evolução paleoambiental do Cretáceo. Legenda como nas figuras de 11 a 24.

seu topo é de duração variável, dependendo da intensidade dos processos erosivos nela implicados, e se estende em toda a área até o início do Paleoceno (fig. 3; ABREU *et alii*, 1986). Esse fato sugere que o evento erosivo seja de idade Eopaleoceno. Aparentemente, somente nos poços 1-MAS-5, 1-MAS-20, 1-PAS-12 e 1-PAS-14 os sedimentos do final do Cretáceo não foram afetados por esse evento (fig. 3). Aos processos erosivos que atingiram diferentes níveis estratigráficos do Maastrichtiano (e Campaniano?, por exemplo no poço 1-MAS-9, fig. 3) somaram-se os efeitos de falhas de crescimento ao longo do paleotalude maastrichtiano/paleoceno, que chegaram a atingir os depósitos santonianos da seqüência transgressiva na área dos poços 1-MAS-10 e 1-MAS-24 (figs. 3 e 4).

3 - OS HIATOS

Seis hiatos de expressão regional interrompem a sedimentação marinha entre o Albiano e o Maastrichtiano (figs. 2 e 3). Destes, dois correspondem aos refletores sísmicos que separam os sedimentos da seqüência de plataforma carbonática dos da transgressiva, e os sedimentos da seqüência transgressiva dos da progradante (CAINELLI & MORAES JR., 1986).

O primeiro abrange o Neo-Albiano e todo o Cenomaniano. Sua magnitude é avaliada com base nas informações bioestratigráficas: não foram encontrados microfósseis ou palinomorfos de idade correspondente em nenhum poço da área estudada. Os dados disponíveis não permitem qualquer especulação a respeito de sua natureza, se erosivo ou não deposicional.

O segundo hiato é, sem dúvida, de natureza erosiva e provavelmente tem sua origem na mudança do regime de distribuição dos sedimentos que certamente ocorreu no início da progradação. Sua magnitude é variável e abrange porções diferentes da parte superior do Santoniano; sua avaliação representa uma estimativa baseada nas taxas de sedimentação dos poços 1-MAS-5 e 1-MAS-11, onde a sedimentação entre a seqüência transgressiva santoniana e a progradante campaniana parece ter sido contínua. Corresponde a um dos melhores refletores sísmicos da área.

Os outros quatro hiatos são inferidos a partir da ausência de zonas bioestratigráficas. Assim sendo, a sedimentação da seqüência transgressiva aparentemente é interrompida durante o intervalo de tempo correspondente ao Coniaciano,

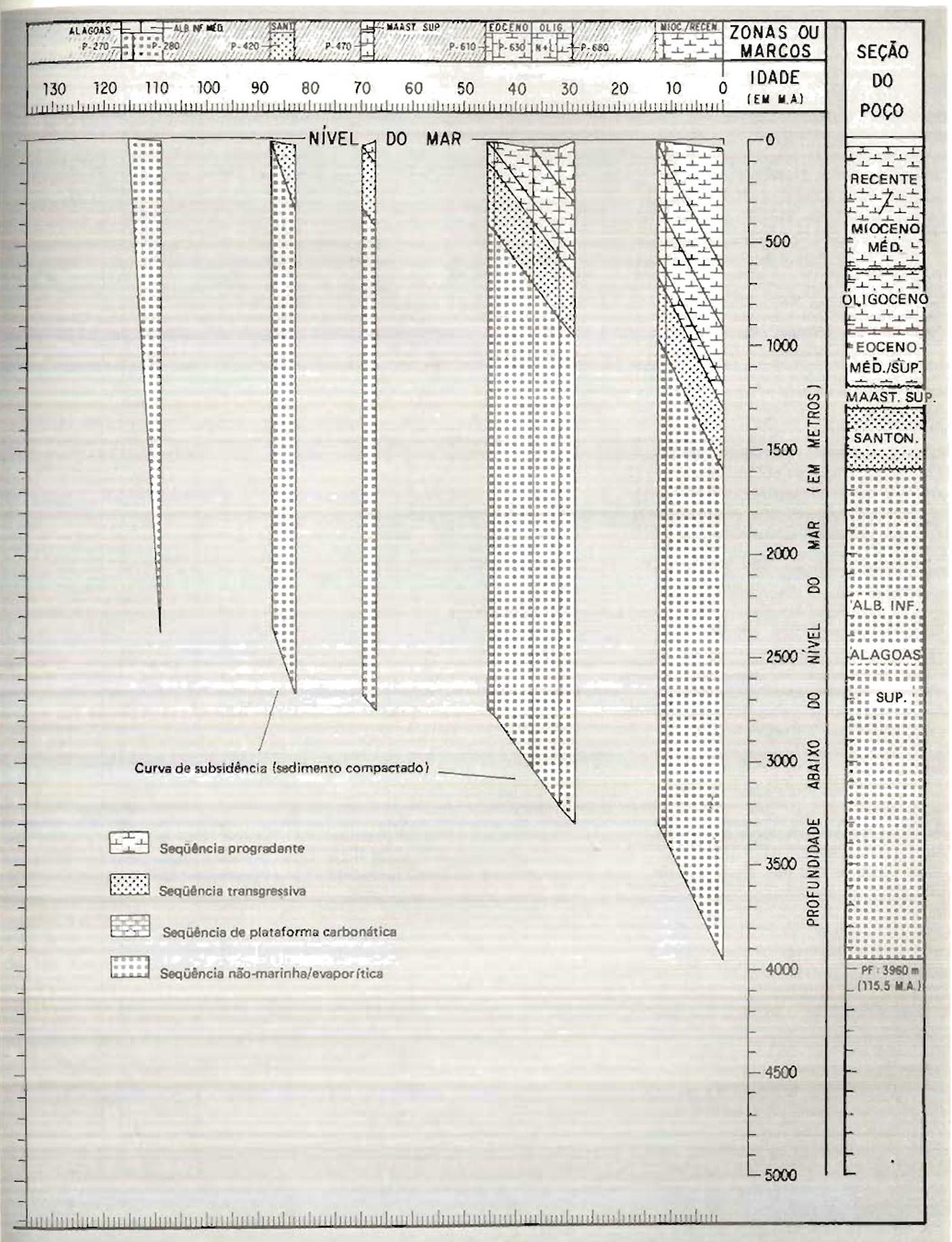


Fig. 7 - Diagrama geo-histórico do poço 1-MAS-8.

CAMP INF

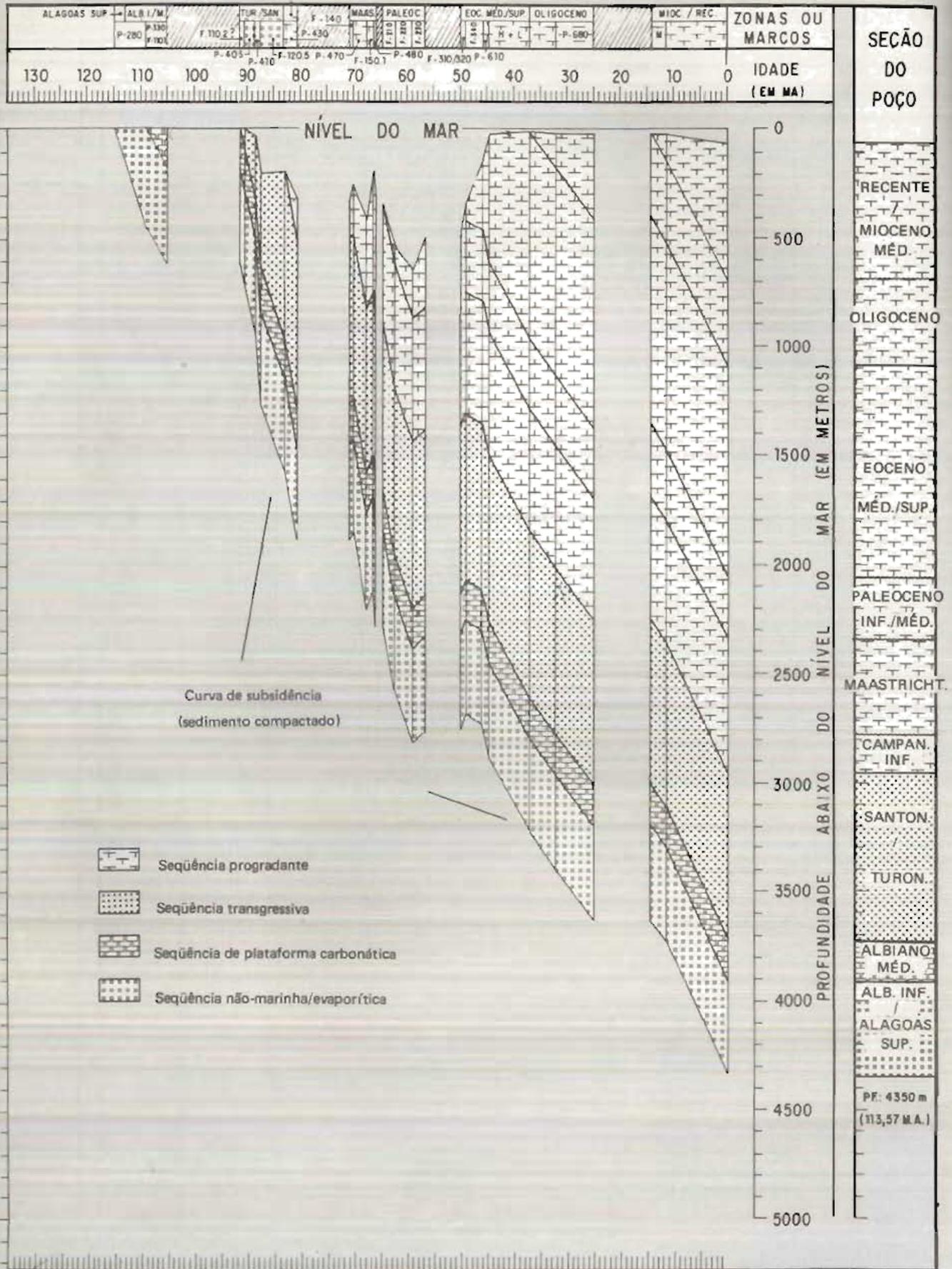


Fig. 8 - Diagrama geo-histórico do poço 1-MAS-11.

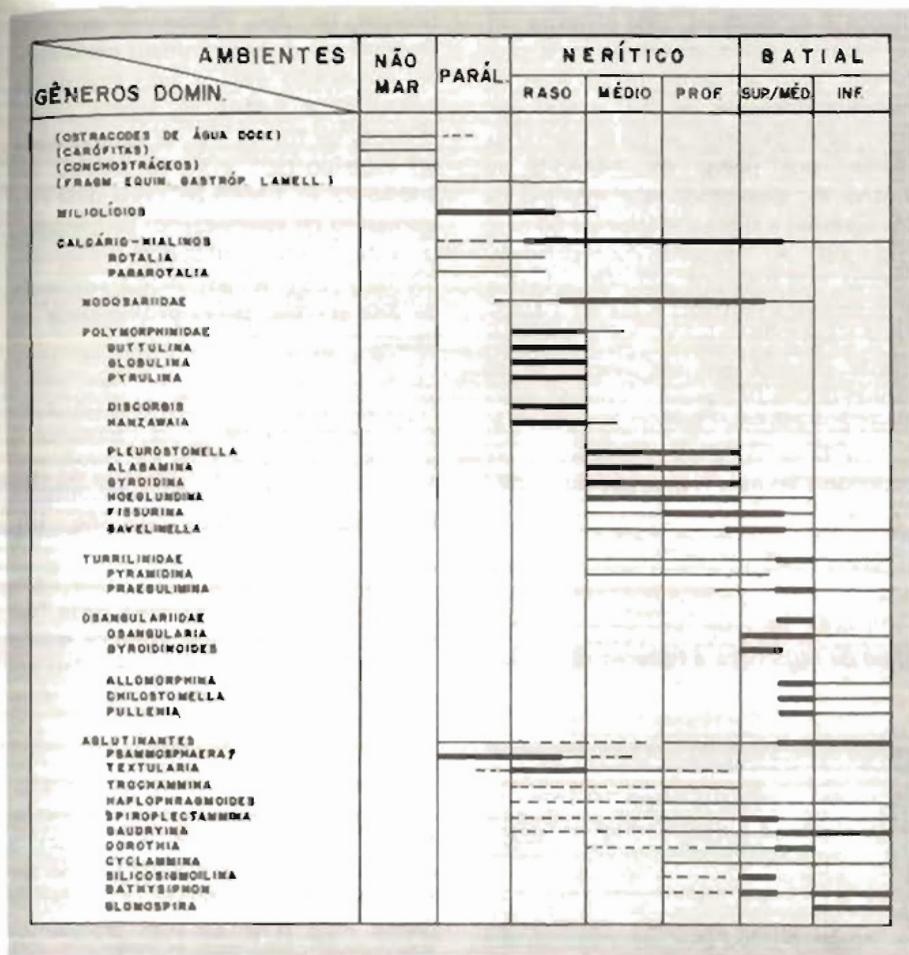


Fig. 9 - Caracterização dos ambientes marinhos com foraminíferos (modificado de SLITER & BAKER, 1972; NYONG & OLSSON, 1983/4).

à exceção da área dos poços 1-MAS-5 e 1-MAS-11, os únicos onde foi registrada a Zona *C. reticularis*, representativa dessa idade (figs. de 2 a 4). Sugere-se que este hiato esteja relacionado a uma interrupção na sedimentação. A discordância paleoambiental observada em vários poços no Santoniano, a aproximadamente 86 m.a., superpondo sedimentos depositados em ambiente batial superior a sedimentos neríticos rasos, foi interpretada como reflexo de um avanço muito rápido do *onlap* costeiro. Representa, possivelmente, o auge da transgressão na área. Nenhuma destas duas discordâncias pôde ser detectada nas seções sísmicas (CAINELLI & MORAES JR., 1986).

Os outros três hiatos abrangem o Neocampaniano, documentado, em todos os poços, pela ausência das zonas *Globotruncana coarctata/Retitriporites mirabilis* (figs. de 2 a 4), a porção inicial do Maastrichtiano terminal correspondente à parte superior da subzona *Globotruncana gansseri* no 1-MAS-5 e à porção inicial do Maastrichtiano terminal, eviden-

ciada pela ausência das zonas *Rugoglobigerina reicheli/Proteacidites longspinosus* na maioria dos poços da área. Aparentemente, todos os três hiatos estão relacionados a eventos erosivos. O hiato do final do Maastrichtiano transgride os limites do Cretáceo, alcançando o Eopaleoceno (figs. 3 e 4; ABREU *et alii*, 1986), sendo resultado, portanto, de um evento erosivo ocorrido durante o Neoeopaleoceno.

4 - EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL

Os elementos paleobiológicos mais importantes utilizados para a caracterização dos paleoambientes estão resumidos nas figuras 9 e 10.

Os sedimentos mais antigos perfurados na área foram depositados em ambiente não-marinho e correspondem à Zona *Sargipea variverrucata* da parte média do Alagoas (figs. 2, 4 e 11). A seção equivalente à Zona *Complicatisaccus caarensis*, de Idade Neo-Alagoas a Eomesoalbiano, foi depositada em am-

biente parático (fig. 12).

Mas é no Neomesoalbiano que a primeira transgressão deixa seus vestígios na área, notadamente na área do 1-MAS-26, instalando uma primeira e tímida plataforma rasa (ambiente nerítico raso - fig. 13). Enquanto nos poços 1-MAS-11, 1-MAS-12 e, mais a noroeste, no 1-MAS-10, prevalecia ambiente parático com indícios esporádicos de ambiente de mar aberto (fig. 3), na área do 1-MAS-26, a leste, toda a seção apresenta uma associação relativamente rica em foraminíferos planctônicos; a ausência de elementos bentônicos sugere condições de fundo adversas ao desenvolvimento de vida bentônica.

O hiato entre essa seção inferior, tipicamente de plataforma, e a seção turoniano-santoniana, transgressiva, envolve o Neo-Albiano e o Cenomaniano. Parece ser nesse período de tempo que se instala uma verdadeira bacia oceânica na área, muito embora não haja vestígios de sua sedimentação (não deposição ou erosão?), como é atestado pela ampla distribuição de sedimentos marinhos a partir do início do Turoniano em toda a porção leste da bacia, do 1-MAS-26 ao 1-MAS-25 (fig. 14), depositados em ambiente nerítico de raso a profundo. Em rápidos pulsos, toda a parte maranhense é conquistada pelo mar, instalando-se um amplo sistema nerítico que alcança a área do 1-PAS-19 a partir do Eoturoniano, com paleobatimetrias de até 200 metros (figs. 15 e 16), permanecendo emersa somente a área do 1-MAS-8.

Apesar da ampla distribuição dos sedimentos marinhos durante o Turoniano, ainda é muito intensa a influência continental, com abundância de foraminíferos aglutinantes simples, raros calcários hialinos bentônicos e planctônicos, com presença maciça de algas de água doce, esporos de pteridófitas e de plantas aquáticas, notadamente na região dos poços 1-MAS-10 e 12, sugerindo aí a proximidade de foz de rio. Mais a oeste, na região do 1-PAS-19, a rica associação de ostracodes, lamelibrânquios, gastrópodes e fragmentos de equinodermas sugere ambiente de energia mais alta, talvez mais próximo ao litoral, com entradas ocasionais de água fluvial, sugerido pela dominância, em alguns intervalos, de pequenos buliminídeos. Já na extremidade sudeste, na área do 1-MAS-11 ao 1-MAS-26, a ocorrência de ricas associações de foraminíferos planctônicos hedbergeliformes e a pobreza das associações bentônicas sugerem condições

de fundo não muito favoráveis ao desenvolvimento destas últimas, o que indica, talvez, discretas condições de anoxia durante o Turoniano, mais intensas em sua fase inicial.

Algum evento de natureza desconhecida perturba, durante o Coniaciano, o desenvolvimento paleoambiental iniciado no Turoniano. Sedimentos dessa idade somente foram encontrados na área mais a leste, poços 1-MAS-5 e 1-MAS-11, desenvolvidos em ambiente nerítico médio (fig. 17); sem foraminíferos planctônicos, a associação bentônica é dominada por aglutinantes simples, do tipo *Psammosphaera* (?), indicando, ainda neste período de tempo, a forte influência continental.

O Santoniano retoma o desenvolvimento iniciado no Turoniano, transgredindo sobre os remanescentes neríticos turo-

nianos e coniacianos. Pela primeira vez se instalam paleobatimetrias mais profundas, com ambiente batial superior (aproximadamente de 200 a 500 metros), principalmente na parte central da região, nos poços do 1-MAS-5 ao 1-MAS-16, alcançando-se o máximo da transgressão a aproximadamente 86 m.a. (fig. 18). A "discordância" paleoambiental, que superpõe sedimentos batiais a sedimentos neríticos rasos no 1-MAS-16 e 1-MAS-20 (figs. 3 e 5), é provavelmente causada por um avanço muito rápido do *onlap* costeiro ocorrido nessa idade e representa um indício muito forte em favor do pico transgressivo ter ocorrido a 86 m.a. (ver também fig. 25).

A influência continental ainda continua bastante intensa, notadamente na parte inferior do Santoniano (fig. 18) na área do 1-MAS-16, com ricas associações de algas de água doce e foraminíferos aglu-

tinantes do tipo *Psammosphaera* (?). Dominância de buliminídeos nesta época, um pouco mais a leste nos poços 1-MAS-19 e 1-MAS-24, sugere proximidades de foz de rio. O mesmo pode ser sugerido para a região sudeste, do 1-MAS-22 ao 1-MAS-26, onde uma rica associação de invertebrados (ostracodes, lamelibrânquios, gastrópodes e fragmentos de equinodermas) indica ambiente de alta energia, talvez proximidade de litoral.

Na parte superior do Santoniano, a influência continental diminui bastante, à exceção dos poços mais proximais que apresentam seus sedimentos depositados em ambiente nerítico raso (fig. 19).

O final do Santoniano/início do Campaniano é marcado por uma forte fase erosiva, como mostra a profunda erosão na parte superior do Santoniano nos poços 1-MAS-12 e 1-MAS-17 (fig. 3, compare também as figs. 19 e 20).

Encerrada a fase transgressiva turoniano-santoniana, inicia-se, já no Eocampaniano (*Zona Auriculiidites reticulatus*), a seqüência progradante. Vestígios do sistema marinho desse tempo se limitam às partes mais orientais com sedimentos neríticos e batial superior e sedimentos depositados em ambiente parálico a oeste (fig. 20). A distribuição desses sedimentos sugere que, durante o Neocampaniano, sem representação sedimentar na área, uma nova fase erosiva afetou profundamente os sedimentos depositados durante a parte inicial dessa idade.

A parte basal do Maastrichtiano e a base do Maastrichtiano superior são representadas por sedimentação em ambiente parálico nos poços 1-MAS-8 e 1-MAS-22 e de nerítico a batial superior do 1-MAS-26 ao 1-MAS-19 (figs. 21 e 22). A ocorrência de elementos faunísticos nitidamente alóctones na seção do Maastrichtiano superior dos poços 1-MAS-12 e 1-MAS-16 indica a existência, neste período de tempo, de intensas correntes subaquáticas; em ambos os poços, esses elementos faunísticos estão associados a *Dinogymnium*, o que sugere mistura de massas de águas de diferentes salinidades.

O final do Maastrichtiano (figs. 23 e 24) é novamente marcado por profundas erosões, cujo evento causador deve ser colocado no Eopaleoceno, haja vista a ausência de sedimentos correspondentes à base do Terciário (figs. 3 e 4;

PALINOMORFOS	AMBIENTES		NERÍTICO			BATIAL
	NÃO MAR.	PARÁL.	RASO	MÉD.	PROF.	SUP/MÉD
Pólen e Esporos						
Algas de água doce						
Esporos de plantas aquáticas						
Conchostráceos						
<i>Mytheria oleopotrix</i>						
Acrítarcas						
<i>Pterospermopsis</i>						
Dinoflagelados						
<i>Spiniferites</i> sp. sp.						
<i>Canningia colliveri</i>						
<i>Coronifera oceanica</i>						
<i>Florentinia</i> sp.						
<i>Odontochitina</i> sp.						
<i>Oligosphaeridium</i> complex						
<i>Svalbardella</i> sp.						
<i>Deflandrea striata</i>						
<i>Hystriich. espiritosantensis</i>						
<i>Dinogymnium</i> sp. sp.						
Dinofl. espinhos curtos						
Dinofl. espinhos longos e largos						
Testas quitinosas de foraminíferos						
Fragmentos vegetais (cutículas, estômatos)						

Fig. 10 - Caracterização de ambientes para o Cretáceo com palinomorfos em áreas de influência fluvial.

Digna de nota se revela a feição morfológica do fundo do mar, particularmente a partir do Santoniano. A seção esquemática E-E' nas figuras 18, 19 e 22 e a seção F-F' nas figuras 18 e 19 sugerem a existência de uma estreita plataforma desenvolvida em ambiente nerítico raso (paleobatimetria de 10 a 30 metros), com a quebra da plataforma em seu limite batimétrico inferior, seguida de um talude limitado inferiormente pela cota paleobatimétrica de 200 metros e desenvolvido em ambiente nerítico médio/profundo, a cujo sopé se estende a porção da bacia mais profunda desenvolvida em ambiente batial superior.

5 - ANÁLISE GEO-HISTÓRICA

Os diagramas geo-históricos dos poços 1-MAS-8 e 1-MAS-11 ilustram a evolução geológica da área, o primeiro em posição proximal e o segundo em posição mais distal (figs. 7 e 8).

Durante a fase *rift*, o desenvolvimento é semelhante nos dois poços; a subsidência é muito intensa e a bacia em formação é simultaneamente preenchida com sedimentos clásticos depositados em ambiente não-marinho e parálico durante, respectivamente, o Mesozoalagoas (Zona *Sergipea variverrucata*) e o Neozoalagoas ao Eomesozoalagoas (Zona *Complicatisaccus cearensis*).

A partir do Neomesozoalagoas, com a bacia já delimitada tectonicamente, a evolução das áreas proximais segue rumo distinto da das áreas distais.

As áreas proximais, exemplificadas pelo poço 1-MAS-8 (fig. 7), após a deposição dos sedimentos da seqüência não-marinha/evaporítica, aparentemente se mantêm emersas do Albiano ao Coniaciano. Somente no Santoniano, época em que a transgressão atingiu seu apogeu, a sedimentação é retomada em ambiente de parálico a nerítico raso, sendo interrompida por amplos hiatos. A subsidência é discreta, contrabalançando a sedimentação. Essa situação se mantém até os dias atuais.

Nas áreas mais distais, após a fase *rift*, a sedimentação é bem mais completa e espessa (exemplificada pelo poço 1-MAS-11, fig. 8). A partir das primeiras ingressões marinhas no Neomesozoalagoas, com o desenvolvimento de uma tímica plataforma carbonática de curta dura-

ção, até o final da seqüência transgressiva no Santoniano, a subsidência é bem maior do que a espessura sedimentar depositada, resultando em paleobatimetrias crescentes. Ainda no início da fase progradante, do Campaniano ao Eopaleoceno, a sedimentação não contrabalança a subsidência. Assim sendo, apesar de a transgressão ter alcançado seu apogeu ainda durante o Santoniano (figs. 3, 4, 18 e 25), a paleobatimetria continua aumentando durante todo o final do Cretáceo e início do Terciário, o que vem a ser reflexo, possivelmente, do fato de a subsidência térmica durante esse período de tempo ser ainda muito intensa. Acresce ainda que, nesta mesma época, ocorreu uma subida muito grande do nível eustático do mar. Somente a partir da passagem do Neopaleoceno para o Eoceno essa situação se modifica drasticamente, e a bacia é rapidamente preenchida com conseqüente redução nas paleobatimetrias (ABREU *et alii*, 1986).

O gradiente da curva de subsidência (sedimento compactado) só apresenta variações significativas em dois momentos geológicos, tanto nas áreas proximais como nas distais: uma, na passagem da sedimentação da seqüência não-marinha/evaporítica para a de plataforma carbonática, quando se verifica uma drástica redução na subsidência, e outra, na passagem desta última seqüência para a seqüência transgressiva no Turoniano, quando a taxa de sedimentação volta a aumentar consideravelmente. A partir daí, o gradiente se mantém mais ou menos constante.

Apesar da diferença marcante na espessura sedimentar das seqüências transgressiva e progradante de poços proximais como o 1-MAS-8 e de distais como o 1-MAS-11, a razão entre a espessura das duas seqüências é surpreendentemente semelhante para os dois poços, sendo a espessura da seqüência progradante aproximadamente quatro vezes maior que a da seqüência transgressiva.

6 - NOTAS BIOESTRATIGRÁFICAS

6.1 - Zonas de Foraminíferos Planctônicos

A seção albo-santoniana é muito pobre em foraminíferos planctônicos de curta amplitude estratigráfica e ampla distribuição mundial, não permitindo uma subdivisão estratigráfica mais precisa e de fácil correlação com outras bacias da

margem continental brasileira. Somente no Maastrichtiano foi possível o uso do zoneamento padrão, ligeiramente modificado de NOGUTI & SANTOS, 1972. Diante dessa dificuldade, a caracterização dos intervalos bioestratigráficos baseou-se sobretudo na sucessão das associações planctônicas datadas através da presença esporádica de formas de amplitude estratigráfica restrita e mundialmente bem definida e através da correlação com zonas de palinóforos de posição estratigráfica definida. A correlação dos intervalos bioestratigráficos com a escala de tempo absoluto (fig. 2; HARLAND *et alii*, 1982) baseia-se na idade absoluta dos níveis de extinção mundialmente mais aceitos para as espécies-guia.

Em resumo, as associações de planctônicos e sua sucessão, de baixo para cima, podem ser caracterizadas da seguinte forma:

- esporádica ocorrência de foraminíferos planctônicos hedbergeliformes morfológicamente muito semelhantes a *Hedbergella gorbachikae* e *H. angolae*;
- associação muito rica, mas morfológicamente monótona de foraminíferos planctônicos grandes, hedbergeliformes, esporadicamente associados a *Praeglobotruncana* (?) sp., *Rotalipora* (?) sp. e *Whiteinella brittonensis*;
- associação rica em foraminíferos planctônicos hedbergeliformes, diminuindo de tamanho para cima, com razoável freqüência de *Globotruncana inornata* e *G. wilsoni*;
- associação variável qualitativa e quantitativa, freqüentemente com dominância de *Hedbergella planispira*, formas relacionadas a *H. delrioensis* e *Whiteinella baltica* e esporádica ocorrência de *Globotruncana concavata* e *G. sinuosa* s. l.;
- a seqüência termina com associações ricas em espécies de *Heterohelix*, *Globotruncana plummerae* e *G. fornicata*, seguida de *G. gansseri*; a parte superior da seção cretácea é caracterizada principalmente por *Heterohelix* sp. sp. e hedbergelídeos e ocasionalmente por *Rugoglobigerina reicheli* e *R. scotti*.

À exceção da Zona *Globotruncana concavata*, todas as outras zonas e intervalos definidos a seguir são de caráter local e informal.

Zona *Hedbergella* aff. *H. gorbachikae* (F-110.1)

DEFINIÇÃO: Seu topo é definido pelo

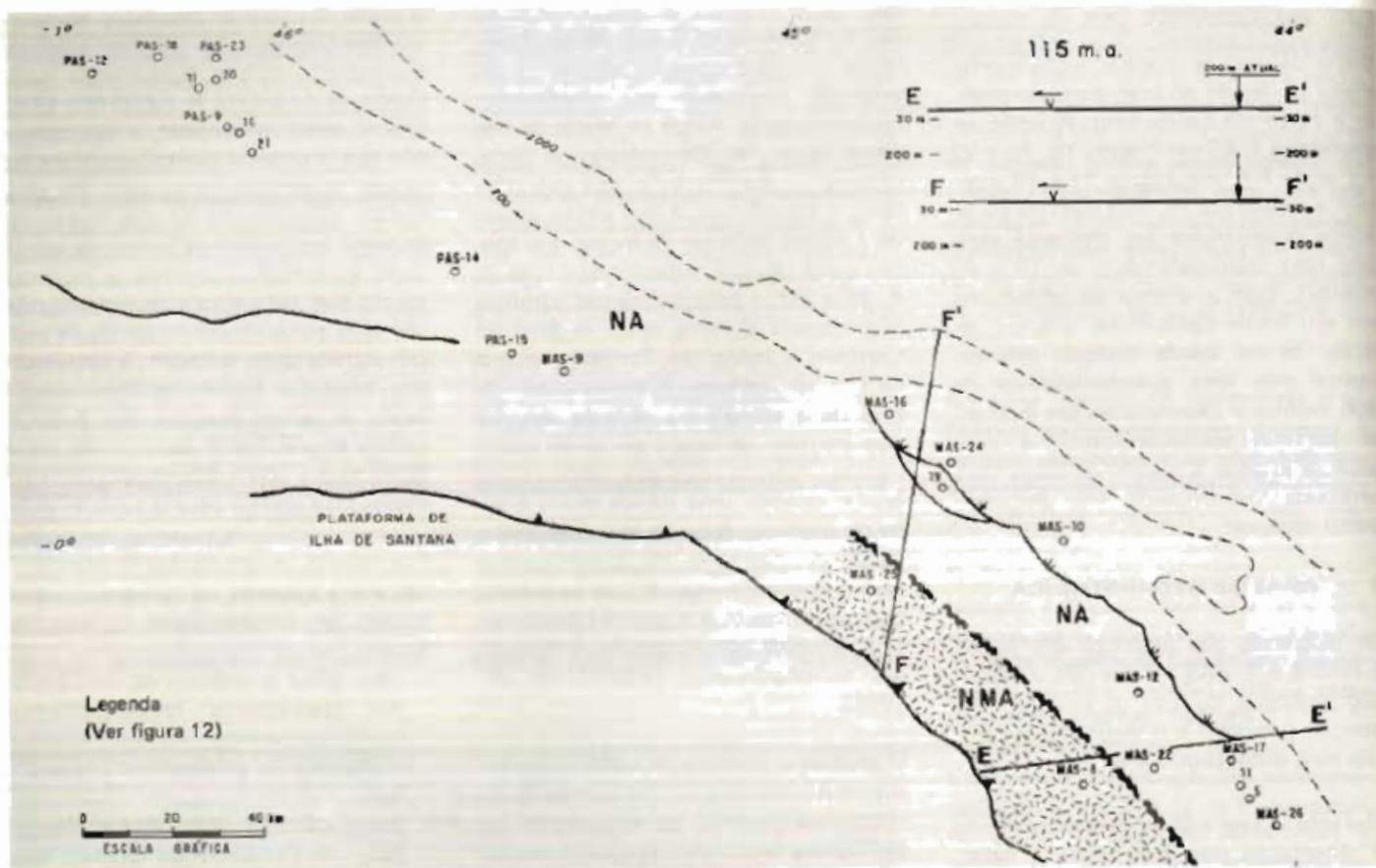


Fig. 11 - Mapa paleoambiental do Andar Alagoas (topo da Zona P-270) a 115 m.a.

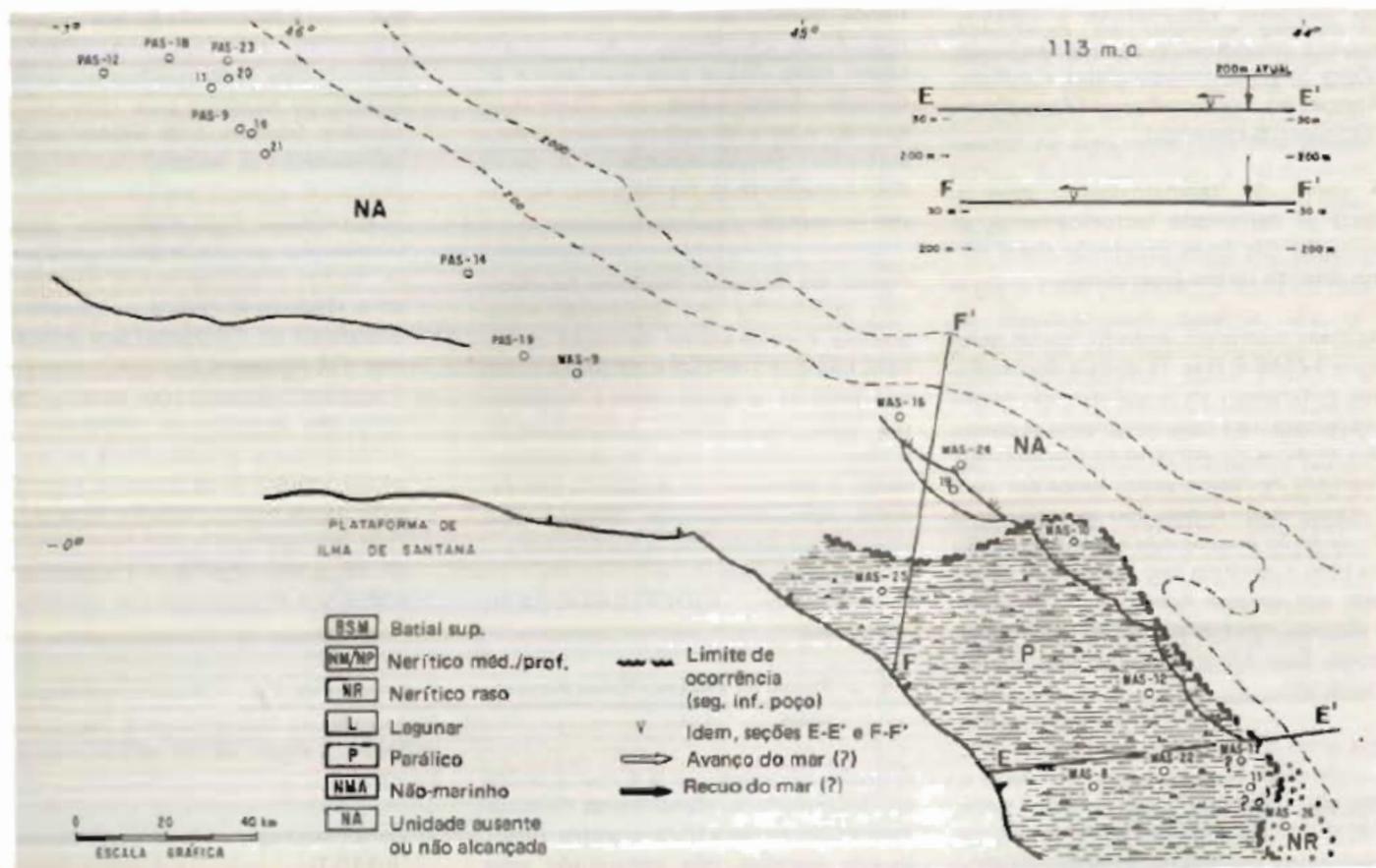


Fig. 12 - Mapa paleoambiental do Albiano médio, parte inferior (topo da Zona P-280) a 109 m.a.

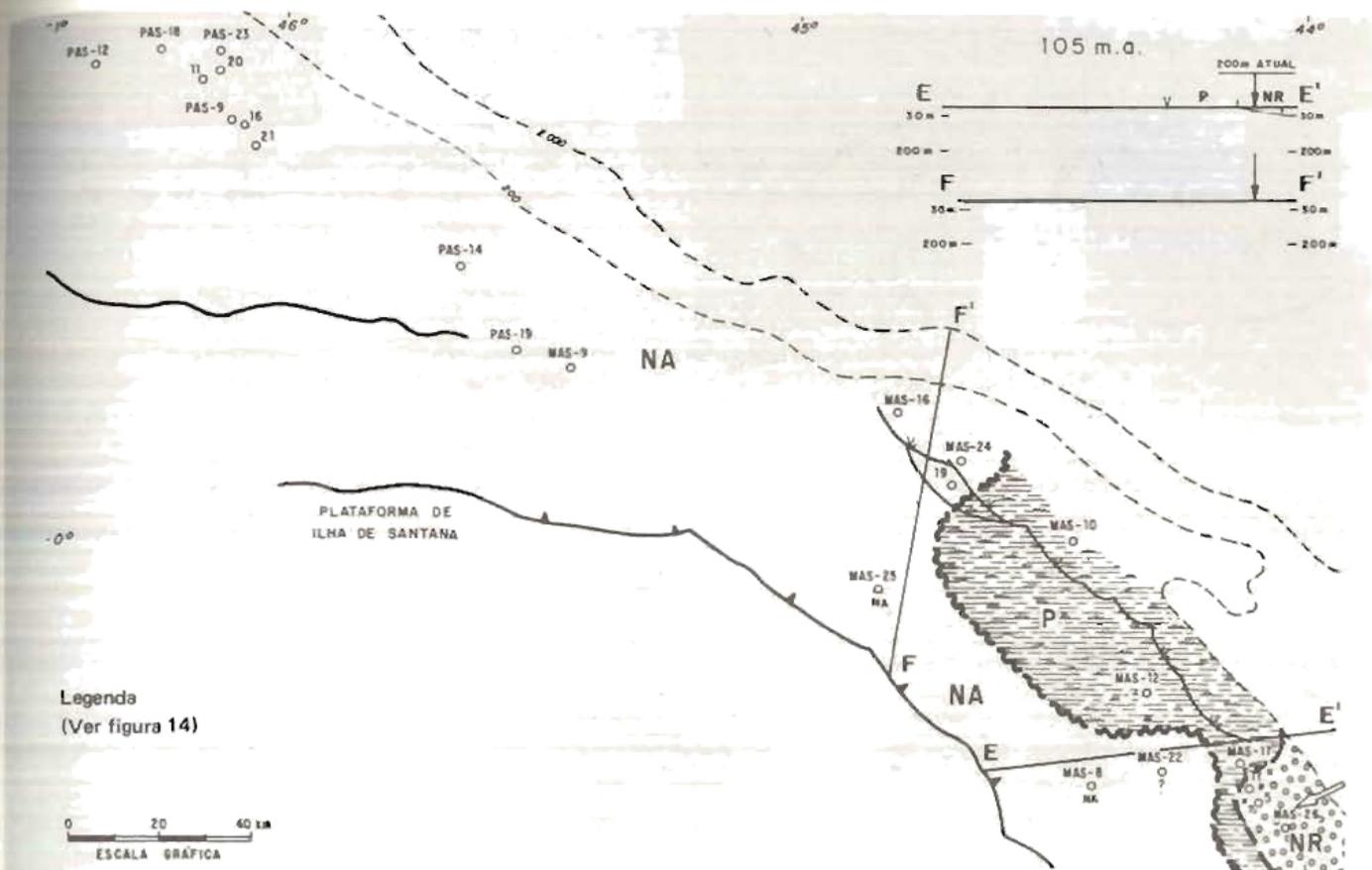


Fig. 13 - Mapa paleoambiental do Albiano médio, parte superior (zonas P-330/F-110.1) a 106 m.a.

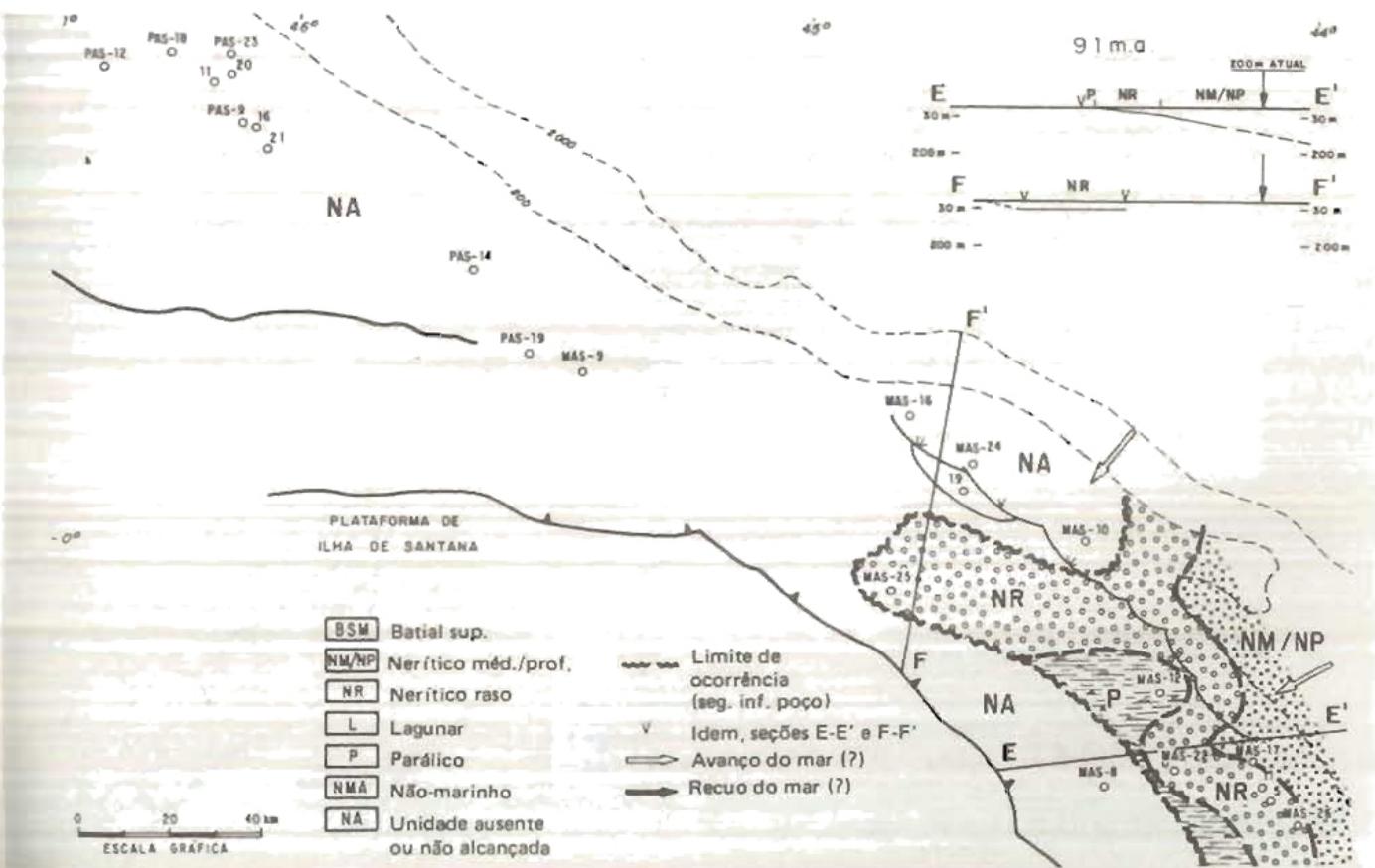


Fig. 14 - Mapa paleoambiental do Turoniano basal (Zona F-120.2) a 91 m.a.

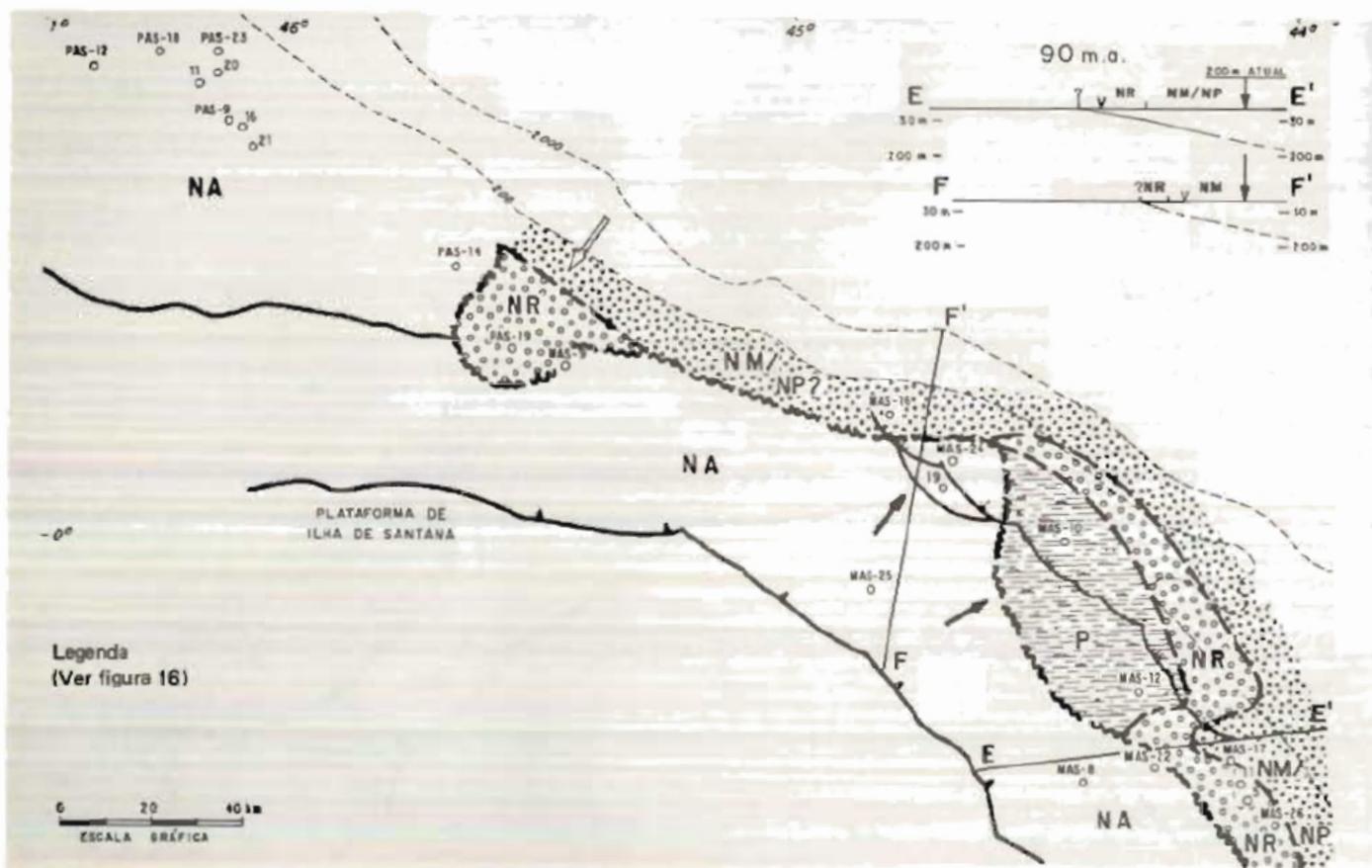


Fig. 15 - Mapa paleoclimático do Turoniano inferior (zonas F-120.3/P-405) a 90 m.a.

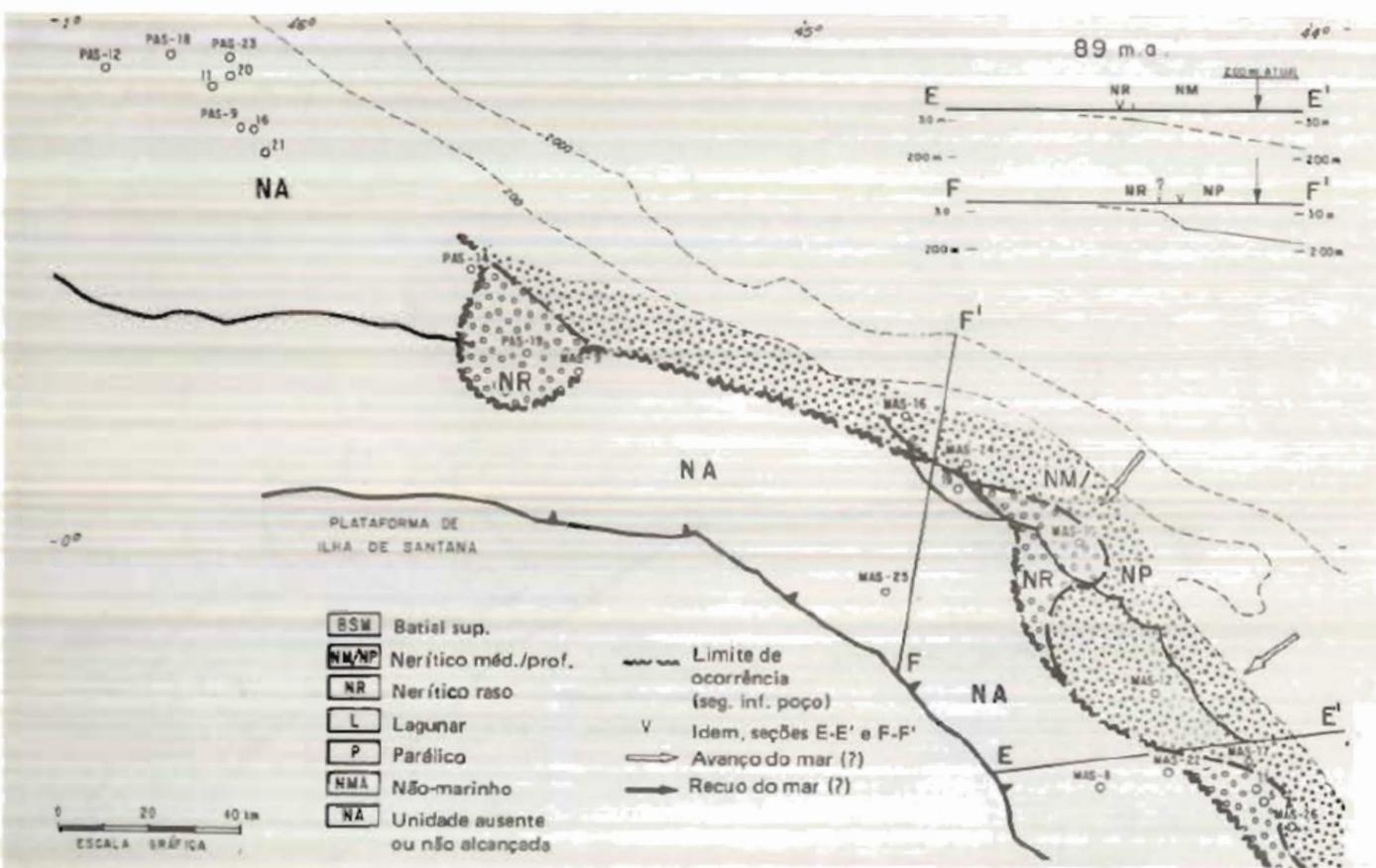


Fig. 16 - Mapa paleoambiental do Turoniano superior (zonas F-120.3/P-405) a 89 m.a.

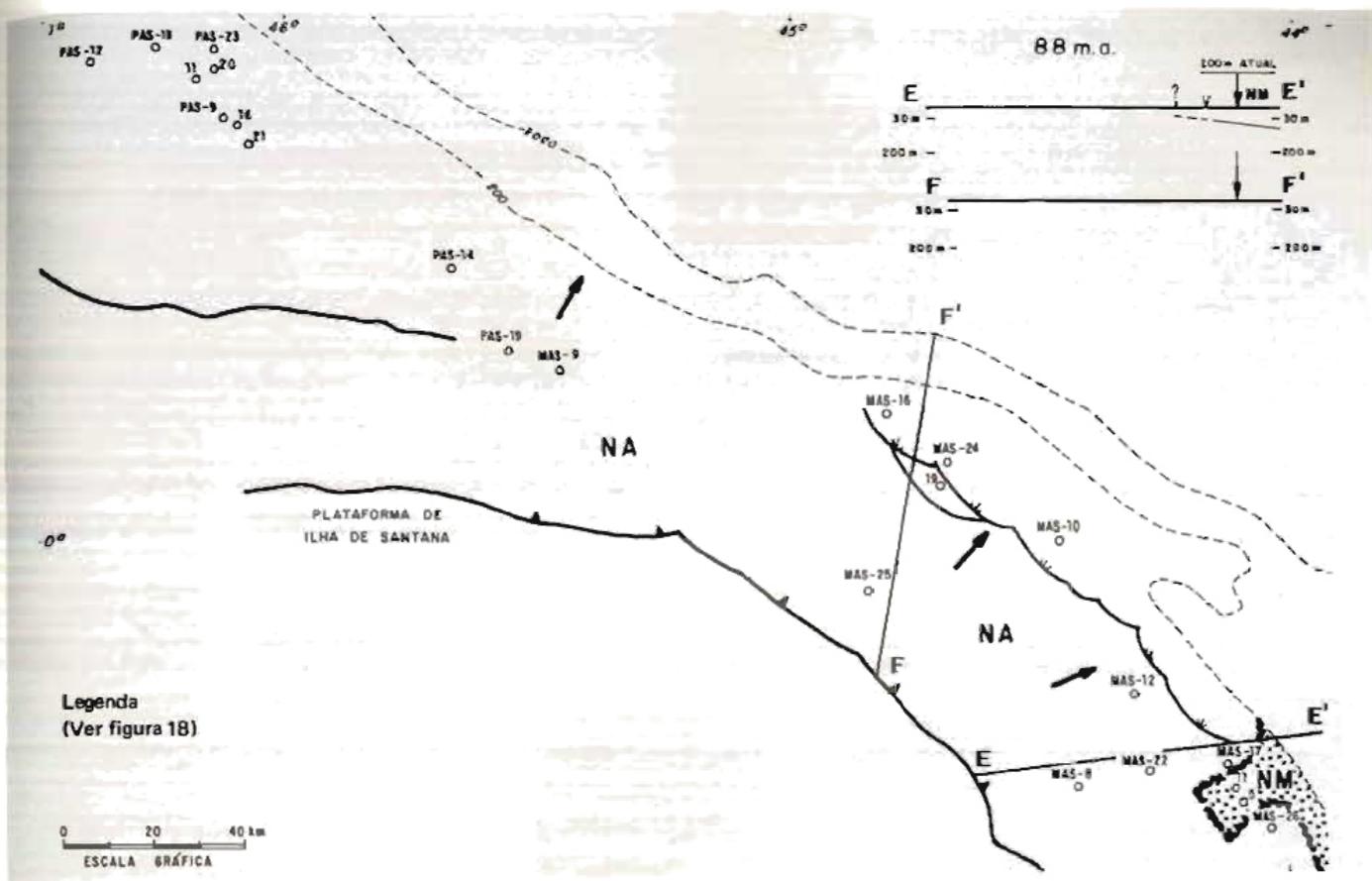


Fig. 17 - Mapa paleoambiental do Coniaciano (Zona P-410) a 88 m.a.

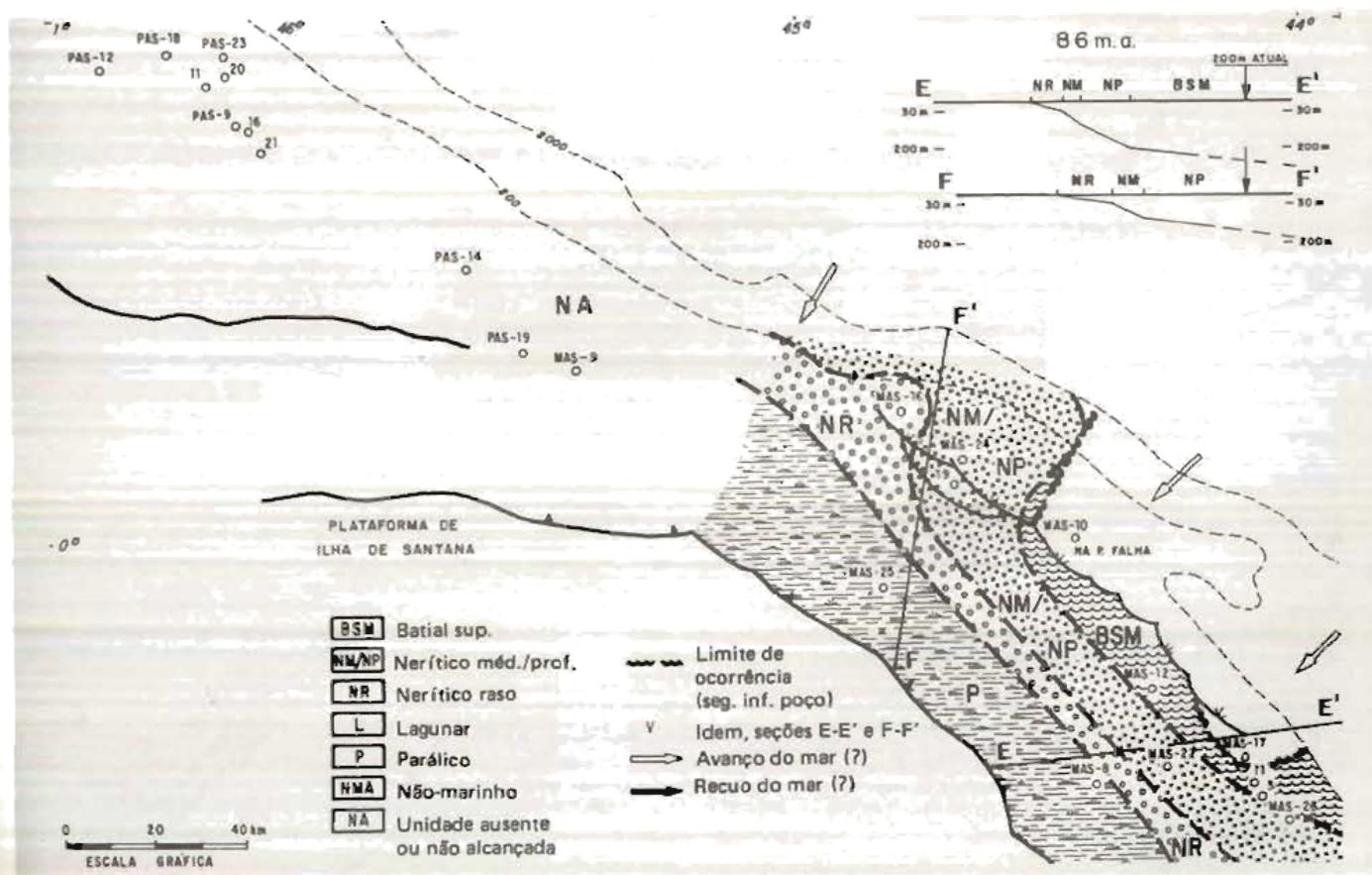


Fig. 18 - Mapa paleoambiental do Santoniano médio (zonas F-120.5/P-420) a 86 m.a.

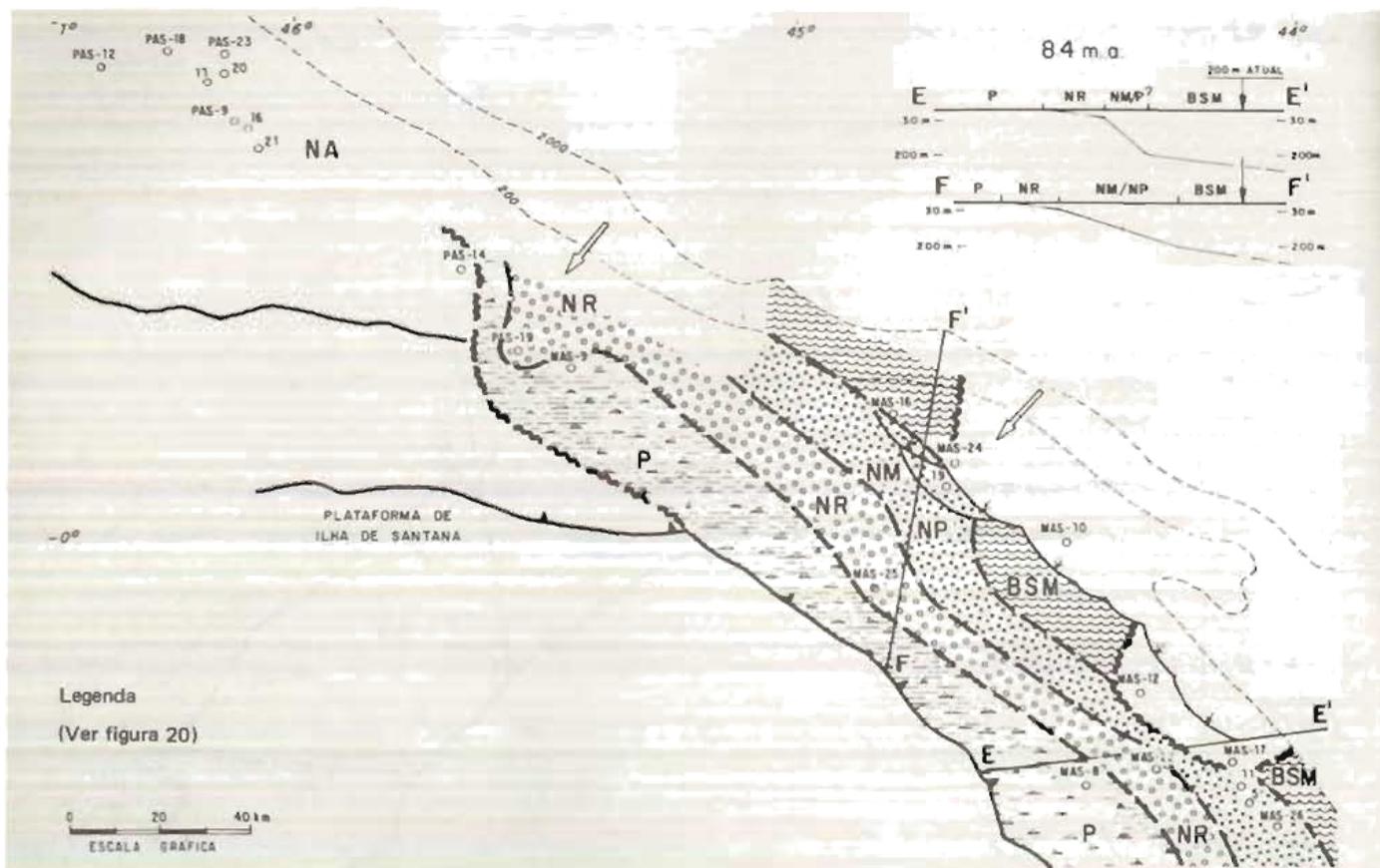


Fig. 19 - Mapa paleoambiental do Santoniano superior (zonas F-120.5/P-420) a 84 m.a.

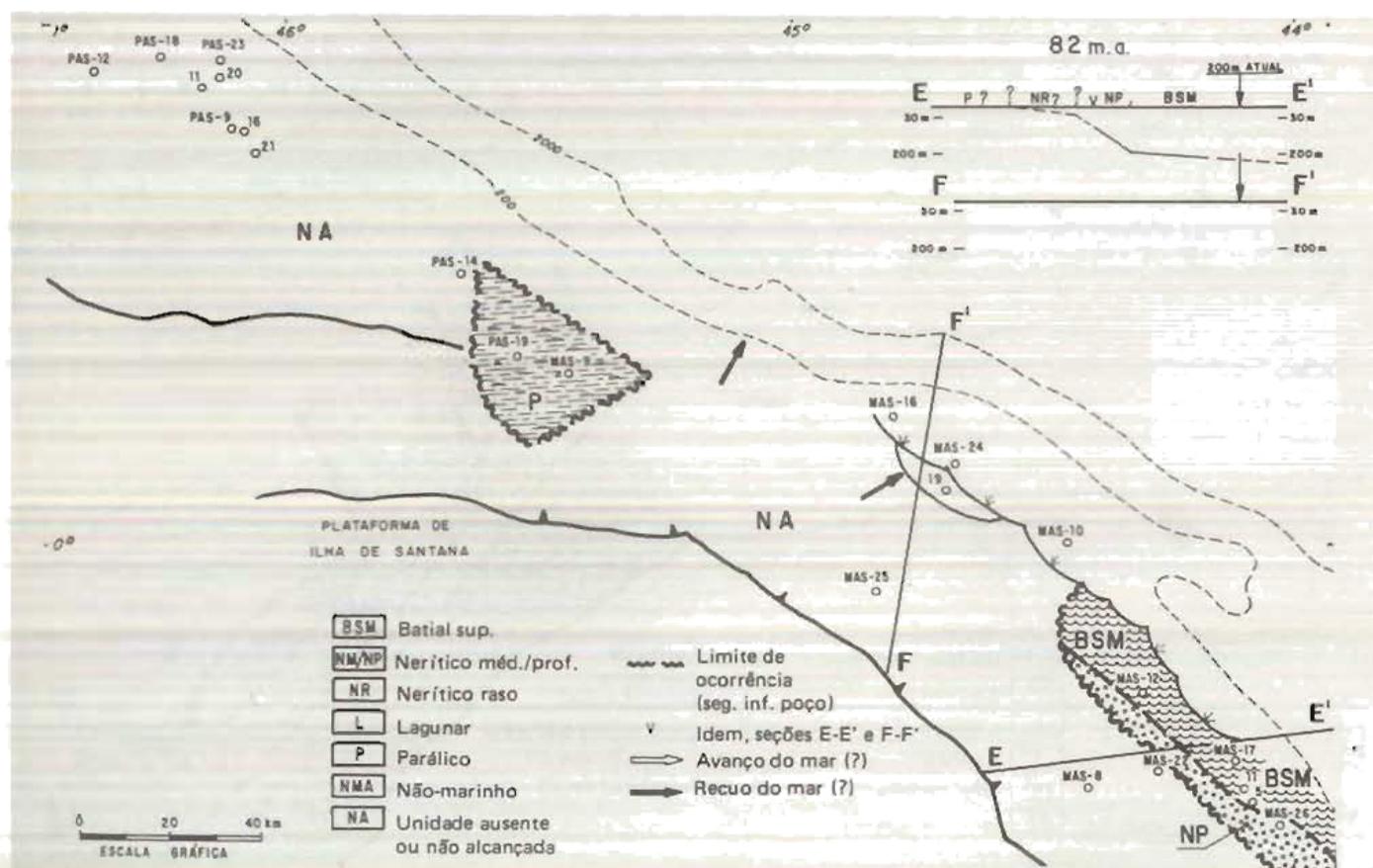


Fig. 20 - Mapa paleoambiental do Campaniano inferior (Zona P-430) a 82 m.a.

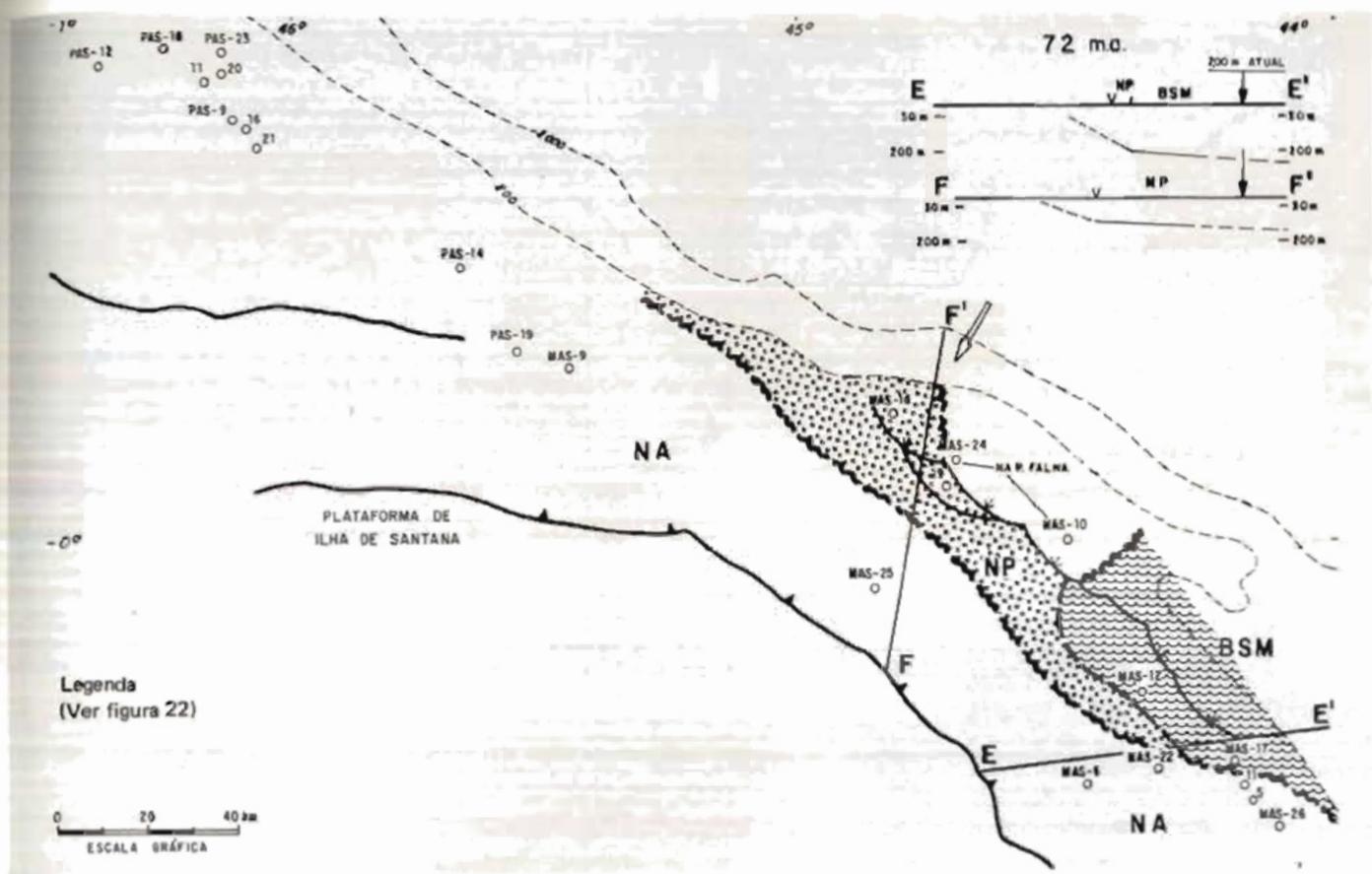


Fig. 21 - Mapa paleoambiental do Maastrichtiano basal (zonas F-140/P-470) a 72 m.a.

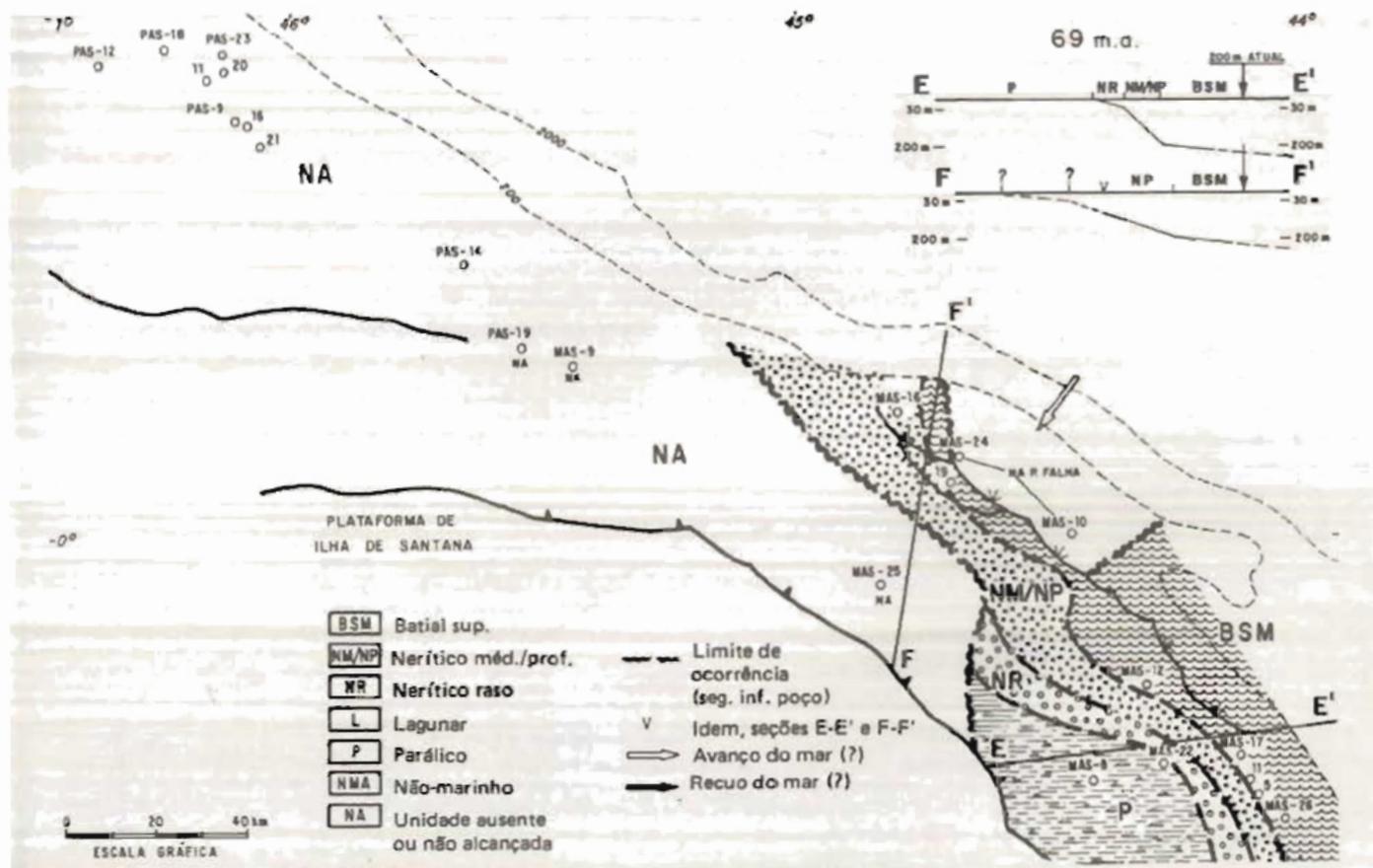


Fig. 22 - Mapa paleoambiental do Maastrichtiano superior (zonas P-470/F-150.1) a 69 m.a.

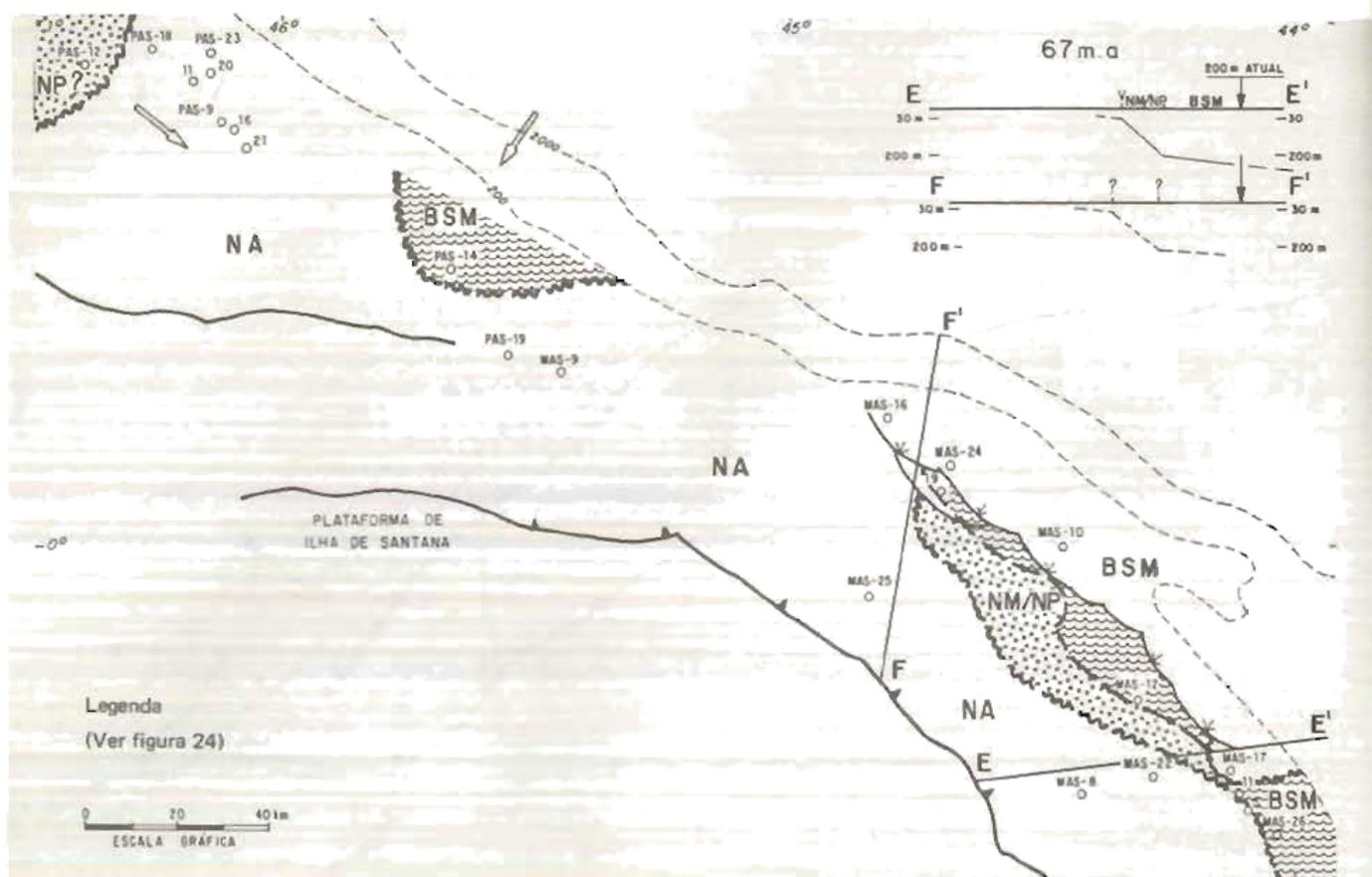


Fig. 23 - Mapa paleoambiental do Maastrichtiano "terminal" (zonas P-480/F-150.1) a 67 m.a.

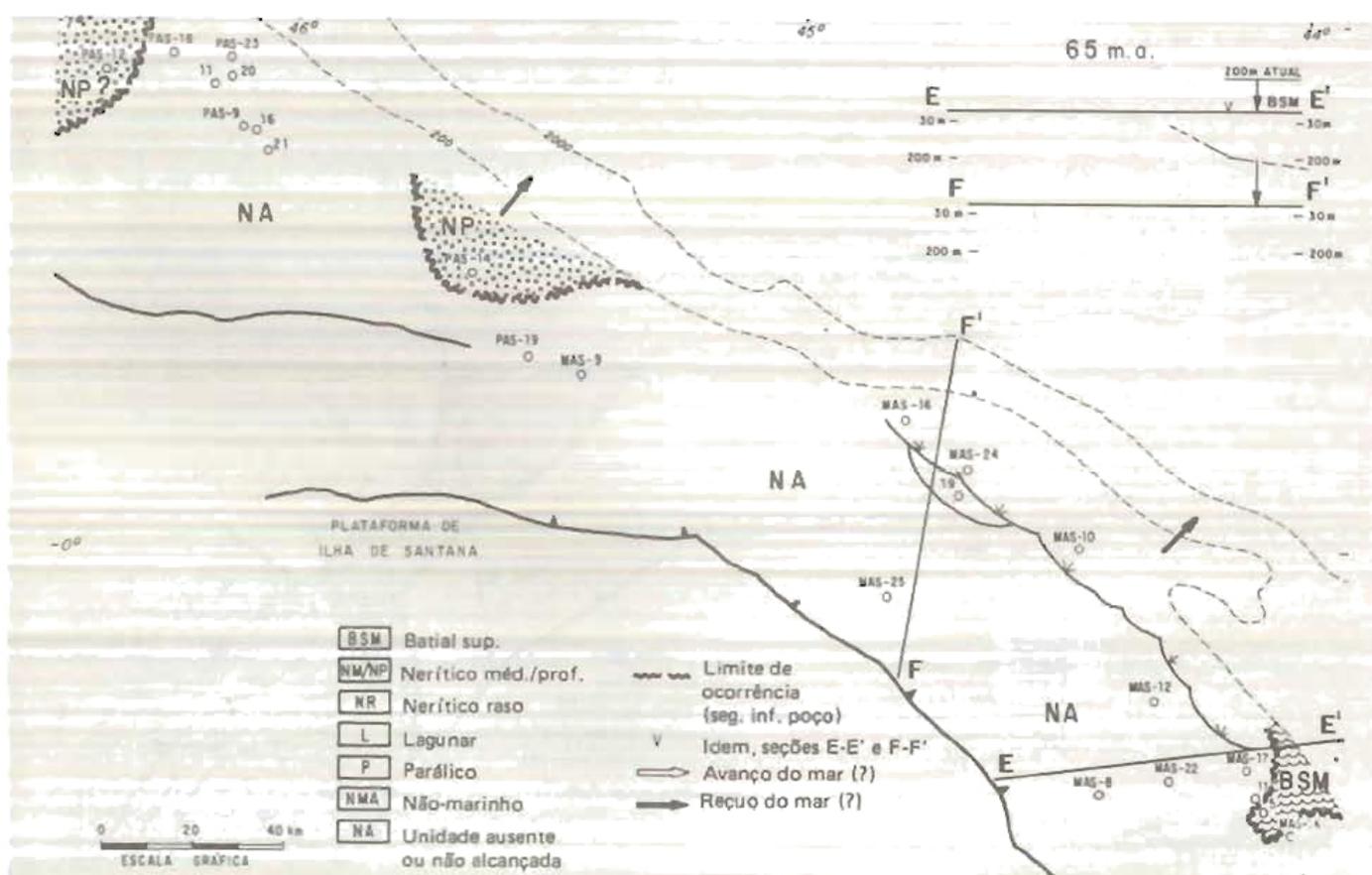


Fig. 24 - Mapa paleoambiental do Maastrichtiano "terminal" (zonas P-480/F-150.2) a 65 m.a.

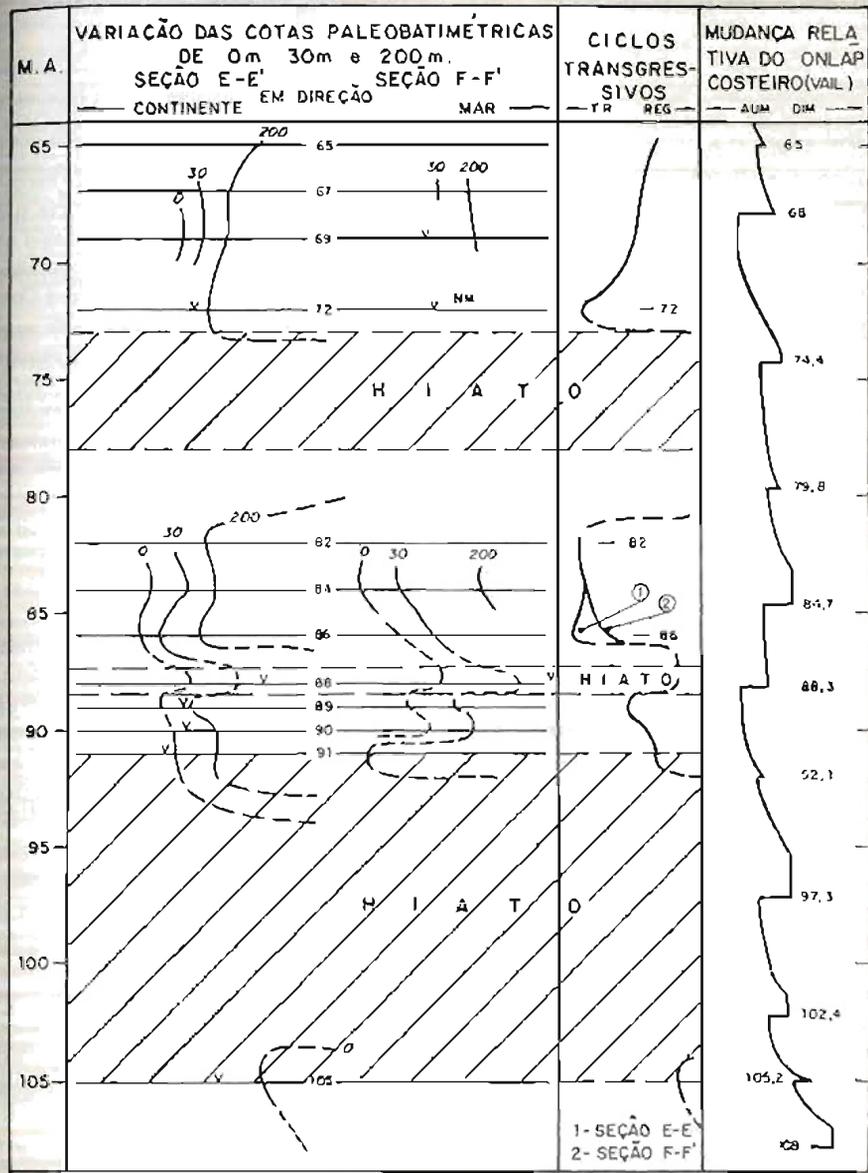


Fig. 25 - Ciclos transgressivos no Cretáceo (conforma figuras 11-24) e comparação com a variação do onlap costeiro (segundo Vail).

nível de extinção local da associação nominativa e sua base corresponde ao topo da Zona *Complicatisaccus cearensis*.

IDADE: Eoalbio a Mesoalbio.
SEÇÃO DE REFERÊNCIA: Poço 1-MAS-26, intervalo de 3 858 a 3 889 metros.

OBSERVAÇÕES: A idade atribuída a essa zona baseia-se na superposição das amplitudes mundiais conhecidas de *H. gorbachikae* e *H. angolae*, que participam da associação na seção de referência (LONGORIA, 1974; LONGORIA & GAMPER, 1977; CARON, 1978), e na idade atribuída à zona de palinóforos *Steevesipollenites alatifomes*, que também caracteriza essa seção (REGALI *et alii*, 1974).

Zona *Whiteinella brittonensis*
(F-120.2)

DEFINIÇÃO: Seu topo corresponde ao nível de extinção local do gênero *Præglobotruncana*, e sua base, ao nível de aparecimento local da espécie nominativa.

IDADE: Provavelmente Neocenomaniano a Eoeoturoniano.

SEÇÃO DE REFERÊNCIA: Intervalo de 2 688 a 2 706 metros do poço 1-MAS-22.

OBSERVAÇÕES: Associadas podem ocorrer as espécies *Whiteinella aprica*, *W. archaocretacea*, *Globotruncana inornata* e *G. wilsoni*, entre outras. Em seu conjunto, a associação planctônica desse intervalo bioestratigráfico tem

caráter mais turoniano do que propriamente cenomaniano.

Zona *Globotruncana inornata*
(F-120.3)

DEFINIÇÃO: O topo desta zona corresponde ao nível de aparecimento evolutivo local de *Globotruncana concavata* e sua base é definida pelo topo da zona *Whiteinella brittonensis*.

IDADE: Turoniano.

SEÇÃO DE REFERÊNCIA: Intervalo de 2 976 a 3 408 metros do poço 1-MAS-17 e intervalo de 2 544 a 2 688 metros do poço 1-MAS-22.

OBSERVAÇÕES: Pela definição, o intervalo estratigráfico coberto por esta zona abrange o Turoniano e parte inicial do Coniaciano, idade do nível de aparecimento evolutivo de *G. concavata*. Entretanto, a ausência do Coniaciano na área e a ocorrência conjunta de *Hedbergella hoelzli*, *H. flandrini* e *Clavhedbergella* aff. *C. moremani* associados à espécie nominativa permitem sugerir idade turoniana para esta zona. *G. inornata*, associada a *G. wilsoni*, não é restrita à zona; entretanto, sua ocorrência acima e abaixo é bem menos freqüente do que no intervalo estratigráfico coberto pela zona.

Zona *Globotruncana concavata*
(F-120.5)

DEFINIÇÃO: O topo da zona é definido pelo nível de extinção local da espécie nominativa e sua base pelo topo da zona palinológica *Cupanoidites reticularis* (REGALI *et alii*, 1974).

IDADE: Santoniano.

SEÇÃO DE REFERÊNCIA: Intervalo de 2 941 a 3 200 metros do poço 1-MAS-5.

OBSERVAÇÕES: A idade atribuída à zona compreende praticamente a amplitude estratigráfica conhecida mundialmente da espécie nominativa. Ocorrem associadas outras espécies como *Globotruncana sinuosa*, *G. renzi* e *G. aff. G. undulata*.

Zona *Globotruncana contusa*
(F-150)

OBSERVAÇÕES: Esta zona, formalmente definida por NOGUTI & SANTOS (1972), foi dividida em duas subzonas: Subzona *G. gansseri* e Subzona *R. reicheli*.

Subzona *Globotruncana gansseri*
(F-150.1)

DEFINIÇÃO: Seu topo corresponde ao

nível de aparecimento evolutivo local de *Rugoglobigerina reicheli* e sua base é definida pelo topo da Zona *G. fornicata* (NOGUTI & SANTOS, 1972).

IDADE: Neomastrichtiano e início do Maastrichtiano terminal (fig. 2).

SEÇÃO DE REFERÊNCIA: Poço 1-MAS-5, intervalo de 2 460 a 2 610 metros.

OBSERVAÇÕES: É correlacionável à parte superior da zona de pólenes *Tricornites elongatus* e à parte inferior da zona de pólenes *Proteacidites longispinosus* (fig. 2; REGALI *et alii*, 1974).

Subzona *Rugoglobigerina reicheli*
(F-150.2)

DEFINIÇÃO: O topo e a base desta subzona correspondem, respectivamente, ao nível local de extinção e aparecimento evolutivos da espécie nominativa.

IDADE: Parte final do Maastrichtiano terminal.

SEÇÃO DE REFERÊNCIA: Intervalo de 2 260 a 2 360 metros do poço 1-MAS-20.

OBSERVAÇÕES: Esta subzona é correlacionável à parte superior da zona palinológica *Proteacidites longispinosus*, de idade Maastrichtiano terminal (REGALI *et alii*, 1974).

6.2 – Zonas Palinológicas

Zona *Complicatisaccus cearensis*
(P-280)

DEFINIÇÃO: O topo é definido pelo nível de extinção local da espécie nominativa e a base pelo nível de extinção de *Sergipea variverrucata*.

IDADE: Neo-Alagoas a Eomesoalbiano.
SEÇÃO DE REFERÊNCIA: Poço 1-BD-1-MA, testemunhos n.º 11 a n.º 36 (769 a 2 440 m) e 1-MAS-25, intervalo 1 632-3 000 m.

OBSERVAÇÃO: O topo da zona, na área estudada, é marcado por uma inconformidade sísmica, sendo, portanto, possível que aqui esteja faltando sua parte mais superior.

ASSOCIAÇÃO: Além de *C. cearensis* estão associados *E. tumulus*, *S. tenuiverrucata*, *S. simplex*, *E. jardinei*, *P. valdiviae*, *C. elongata*, *C. nuni*, *E. laticostatus*, *E. irregularis*, *E. klaszi*, *C. polygonalis*, *S. barghoornii*, *Afropollis* aff. *jardinius*, *V. pustulosus*, *V. microrugulosus*, *P. minimus*, *R. bahiasulensis*, *Psiladiporites* sp. 6, *I. microreticulatus* n. n., *Quadracolpites* sp. 1, *E. reticulatus* e formas mais comuns, como *Classopollis* spp., *Araucariarites australis* e *C. segmentatus*, além de outras que ainda carecem

de uma sistemática palinológica.

OBSERVAÇÕES: A parte inferior da zona, de idade Neo-Alagoas, pode ser relacionada ao Neo-Aptiano, devido à presença de *Pentapsis valdiviae* LAMMONS. A idade Eoalbiano a Eomesoalbiano é atribuída à parte superior da zona pela sua correlação, na plataforma do Ceará, com parte inferior da seção de referência da Zona *Favusella washitensis* (VIVIERS, 1985), onde, além da espécie nominativa, ocorre *Globigerinelloides gyroidinaeformis*, restrito ao Eomesoalbiano (*op. cit.*, p. 529-30; testemunhos n.ºs 1, 2 e 3, intervalo 2 390,50-2 442,80 m do poço 1-CES-42A).

Zona *Victorisporis roberti*

DEFINIÇÃO: O topo desta zona corresponde ao nível de extinção evolutivo local da espécie nominativa e sua base ao topo da Zona *Cupaniedites reticularis* (REGALI *et alii*, 1974).

IDADE: Santoniano.

SEÇÃO DE REFERÊNCIA: Poço 1-MAS-16, intervalo de 3 858 a 4 150 metros.

ASSOCIAÇÃO: Além de *V. roberti*, encontram-se *Tricolporopollenites* SCI 141, *F. giganteus*, *T. tienabaensis*, *F. gigantoreticulatus*, *C. polygonalis*, *Tricolpites* SCI 107, *P. potonieii*, *C. muelleri*, *Tricolpites* SCI 257, *Tricolpites* SCI 294, *H. emelianovi*, *Araucariarites* sp., *Pediastrum* sp.

OBSERVAÇÕES: Atribui-se idade santoniana a esta zona, por correlação com a zona de foraminíferos planctônicos *G. concavata*.

7 – CONCLUSÕES

Neste trabalho se estabelece o arcabouço bioestratigráfico e a evolução paleoambiental dos sedimentos cretáceos das bacias da margem continental do Pará e do Maranhão. A análise das associações de foraminíferos e palinóforos gerou uma bioestratigrafia integrada e bastante refinada para a área, bem como um melhor conhecimento de sua evolução paleoambiental. Definiram-se algumas zonas de caráter local: as zonas de palinóforos *Complicatisaccus cearensis* e *Victorisporis roberti*, às quais se atribui idade Neo-Alagoas a Eomesoalbiano e Santoniano, respectivamente, as zonas informais de foraminíferos planctônicos *Hedbergella* aff. *H. gorbachikae*, de idade Eoalbiano a Mesoalbiano, *Whiteinella brittonensis*, cuja idade parece corresponder à passagem do Cenomaniano para o Turoniano; e, finalmente, a Zona *Globotruncana inornata*,

de idade turoniana.

Os sedimentos perfurados podem ser correlacionados às quatro seqüências sedimentares como definidas por PONTE *et alii* (1978) e modificadas por BEURLEN (1982) para as bacias da margem continental brasileira: a seqüência não-marinha/evaporítica basal do estágio rift (de idade Neo-Alagoas a Eomesoalbiano, zonas *Sergipea variverrucata* e *Complicatisaccus cearensis*), cuja parte superior já mostra caráter parálico; a seqüência de plataforma carbonática (Neomesoalbiano, zonas *Steevesipollenites alati-formis/Hedbergella* aff. *H. gorbachikae*), com sedimentos depositados em ambiente de parálico a nerítico raso, sinal do primeiro e tímido avanço do mar se insinuando do leste; seqüência transgressiva com sedimentos neríticos na base e neríticos a batial superior na parte superior, como resposta à conquista definitiva de toda a área pelo mar (Turoniano a Santoniano, zonas *Tricolpites* S. 427/*Globotruncana inornata* e *Victorisporis roberti/Globotruncana concavata*, respectivamente); e, finalmente, a seqüência progradante, de idade Campaniano a Recente, cujos sedimentos cretáceos são depositados em ambiente nerítico a batial superior. A evolução terciária da seqüência é descrita em ABREU *et alii* (1986).

O limite entre as seqüências deposicionais é marcado por refletores sísmicos regionais (CAINELLI & MORAES JR., 1986) cuja datação revela a existência de vários hiatus: não se registraram sedimentos do Neo-Albiano ao Cenomaniano e da parte final do Santoniano ao início do Campaniano separando a seqüência de plataforma carbonática da seqüência transgressiva e estas da progradante, respectivamente. Outros hiatus, que interrompem a sedimentação das seqüências transgressiva e progradante, puderam ser detectados; os mais importantes correspondem ao Coniaciano Neocampaniano e parte final do Maastrichtiano (alcançando o início do Paleoceno), dos quais somente o correspondente ao Coniaciano não parece ser de caráter erosivo.

Aparentemente, a transgressão atingiu seu apogeu no Mesosantoniano, a aproximadamente 86 m.a. O avanço muito rápido do *onlap* costeiro nesta idade — evidenciado em muitos poços por sedimentos de ambiente batial superior transgredindo sobre sedimentos neríticos rasos — corrobora essa idéia. Apesar disso, na fase inicial da progradação, as

paleobatimetrias aumentam até o Paleoceno, como resultado de uma subsidência que ainda continua maior do que o aporte sedimentar (fase final da subsidência térmica?). O perfil cretáceo do fundo do mar difere fundamentalmente do do Terciário e do Recente: do Santoniano ao Maastrichtiano uma estreita plataforma de ambiente nerítico raso (10 a 30 metros) é limitada por um talude desenvolvido em ambiente nerítico de médio a profundo, a cujo sopé se estende a bacia oceânica com paleobatimetrias variando de 200 a 500 metros. Restrições ao desenvolvimento de vida bentônica foram registradas durante o Neomesolbiano e durante o Turoniano.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, W. S. de *et alii*. O Terciário da plataforma continental do Maranhão e Pará, Brasil: bioestratigrafia e evolução paleoambiental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais* . . . [s. l.], SBG, 1986. v. 1, p. 145-59.
- BEURLEN, G. Bioestratigrafia e geotória da seção marinha da margem continental brasileira. *B. téc. PE-*

- TROBRÁS*, 25 (2): 77-83, 1982.
- CAINELLI, C. & MORAES JR., J. J. Preenchimento sedimentar da Bacia de Pará-Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PETRÓLEO, 34, Goiânia, 1986. *Anais* . . . [s. l.], SBG, 1986. v. 1, p. 131-44.
- CARON, M. Cretaceous planktonic foraminifers from DSDP leg 40 south-eastern Atlantic Ocean. *D.S.D.P. Initial Rep.*, 40: 651-78, 1978.
- HARLAND, W. E. *et alii*. *A geologic time scale*. Cambridge, Cambridge University Press, 1982. 131 p.
- LONGORIA, J. F. Stratigraphic, morphologic, and taxonomic studies of Aptian planktonic Foraminifera. *Rev. Esp. Micropaleontol.*, 1974. Número extraordinário.
- LONGORIA, J. F. & GAMPER, M. A. Albian planktonic Foraminifera from the Sabias basin of northern Mexico. *J. Foramin. Res.*, 7 (3): 196-215, 1977.
- NOGUTI, I. & SANTOS, J. F. dos. Zonamento preliminar por foraminíferos planctônicos do Aptiano ao Mioceno na plataforma continental do Brasil. *B. téc. PETROBRÁS*, 15 (3): 265-83, 1972.
- NYONG, E. E. & OLSSON, R. K.

- A paleoslope model of Campanian to lower Maastrichtian Foraminifera in the North American basin and adjacent continental margin. *Mar. Micropaleontol.*, 8: 437-77, 1983/4.
- PONTE, F. C. *et alii*. Origem e acumulação de petróleo nas bacias sedimentares brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PETRÓLEO, 1, Rio de Janeiro, 1978. *Anais* . . . Rio de Janeiro, Instituto Brasileiro de Petróleo, 1978. v. 2, p. 1-121-47.
- REGALI, M. S. P. *et alii*. Palinologia dos sedimentos meso-cenozóicos do Brasil (I). *B. téc. PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 17 (3): 177-81, 1974.
- SLITER, W. V. & BAKER, R. A. Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminifers. *J. Foramin. Res.*, 2 (4): 167-83, 1972.
- VIVIERS, M. C. Características bioestratigráficas dos sedimentos albio-cenomanianos da Bacia do Ceará; relações com outras bacias brasileiras e africanas. In: DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL, Brasília. *Coletânea de trabalhos paleontológicos*. Brasília, 1985. p. 529-38. (DNPM. Série Geologia, 27; Seção Paleontologia e Estratigrafia, 2).

ABSTRACT

The sediments drilled offshore Pará and Maranhão (equatorial continental margin, Brazil) may be ascribed to four major sequences as defined for the Brazilian continental margin by PONTE *et alii* (1978): the basal non-marine/evaporitic sequences of the rift stage (Alagoas-early middle Albian in age, *Sergipea variverrucata* and *Complicatisaccus cearensis* zones), whose upper part is already of paralic character; the carbonate shelf sequence (late middle Albian, *Steevesipollenites alatiformis*/Hedbergella aff. *H. gorbachikae* zones) comprising paralic to shallow neritic sediments, an evidence of the first marine incursion; the Turonian-Santonian transgressive sequence, with neritic sediments at the base and neritic/upper bathyal sediments at its upper part (*Tricolpites* S. 427/*Globotruncana inornata* and *G. concavata*/*Victorisporis roberti* zones); and the Campanian to Recent prograding sequence, with middle/outer neritic sediments being deposited during terminal Cretaceous time on the western part of the basin and upper/middle bathyal ones on its eastern part (the Cretaceous section belonging to the early Campanian

Auriculidites reticulatus zone and to the Maastrichtian *Tricornites elongatus*/*Globotruncana fornicata* and *G. gansseri*/*Rugoglobigerina reicheli*/*Proteacidites longispinosus* zones).

The boundaries of the sequences are characterized by regional seismic discontinuities (CAINELLI & MORAES JR., 1986), whose biostratigraphic dating reveals the existence of several hiatuses: neither late Albian-Cenomanian nor latest Santonian-early Campanian sediments have been found; the gap in time between the non-marine/evaporitic and the carbonate shelf sequences could not be estimated. Some other important regional hiatuses correspond to the Coniacian, late Campanian and latest Maastrichtian times. This last one and that between the transgressive and the prograding sequences are of erosive character.

Although the first marine sediments had been deposited in the studied area during late middle Albian time, it was only from the Turonian on that doubtless transgressive sedimentation took place in a widespread neritic environment. The

transgression has reached its maximum at middle Santonian time (86 m.a.) as suggested by the landward shifting of paleobathymetric contour lines; a very fast progress of the coastal onlap, with bathyal sediments transgressing over shallow neritic ones, has been identified on several wells at this time. Despite of this, the paleobathymetry continues to increase up to early Tertiary time (ABREU *et alii*, 1986), as the subsidence still being greater than sediment infilling (final stage of thermal subsidence?). The Cretaceous profile of the floor of the ocean is remarkably different from that of middle Eocene to Recent times: from the Santonian to the Maastrichtian a narrow shallow neritic platform (10 to 30 meter deep) is bordered by a much steeper slope of middle/outer neritic environment (30 to 200 meter), on whose base the floor of the ocean lies in upper bathyal paleobathymetry (from 200 to 500 meters).

Restriction to the development of benthic life has been recorded during the early/middle Albian and during the Turonian.

Este trabalho é uma contribuição ao Projeto 242 do PICG.

