UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESTUDO MICROBIOFACIOLÓGICO DA FORMAÇÃO AMAPÁ
(TERCIÁRIO), BACIA DA FOZ DO AMAZONAS:
INTERPRETAÇÕES BIOESTRATIGRÁFICAS E
PALEOECOLÓGICAS.

Silvia Helena de Mello e Sousa

Orientador: Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

VOL. I

SÃO PAULO
1994

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESTUDO MICROBIOFACIOLÓGICO DA FORMAÇÃO AMAPÁ
(TERCIÁRIO), BACIA DA FOZ DO AMAZONAS:
INTERPRETAÇÕES BIOESTRATIGRÁFICAS E
PALEOECOLÓGICAS.

Silvia Helena de Mello e Sousa

Orientador: Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Presidente :	<u>Dr. T.R.Fairchild</u>	<u>Thomas R. Fairchild</u>
Examinadores:	<u>Dr. S.Petri</u>	<u>S. Petri</u>
	<u>Dr^a Z.M.A.N.Leão</u>	<u>Silvia Helena de Mello e Sousa</u>
	<u>Dr. E.A.M.Koutsoukos</u>	<u>E. Koutsoukos</u>
	<u>Dr. B.Wolff</u>	<u>B. Wolff</u>

SÃO PAULO
1994

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005699

**ESTUDO MICROBIOFACIOLÓGICO DA FORMAÇÃO AMAPÁ
(TERCIÁRIO), BACIA DA FOZ DO AMAZONAS:
INTERPRETAÇÕES BIOESTRATIGRÁFICAS E
PALEOECOLÓGICAS.**

Silvia Helena de Mello e Sousa

Orientador: Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

VOL. I

SÃO PAULO
1994

Aos meus pais e ao João

SUMARIO
VOLUME I
TEXTO

RESUMO.....	x
ABSTRACT.....	xii

Capítulo I: "Introdução"

I.1. Considerações Iniciais.....	1
I.2. Objetivos.....	2
I.3. Area de Estudo.....	3
I.4. Metodologia.....	5
I.5. Considerações sobre a Formação Amapá.....	5
I.5.1. Arcabouço Tectônico.....	5
I.5.2. Litoestratigrafia.....	9
I.5.3. Bioestratigrafia.....	13
I.5.4. Petrografia, Modelos Paleoambientais e Diagenéticos.....	14
I.6. Agradecimentos.....	16

Capítulo II: "Caracterização Petrográfica da Formação Amapá"

II.1. Introdução.....	18
II.2. Metodologia.....	18
II.3. Análise Petrográfica da Formação Amapá.....	20
II.3.1. Rochas Carbonáticas.....	20
II.3.1.1. Textura.....	20
II.3.1.2. Grãos Aloquímicos.....	21
II.3.1.3. Estruturas Sedimentares.....	24
II.3.2. Rochas Clásticas.....	24
II.4. Descrição Petrográfica das Rochas Carbonáticas e Clásticas.....	25
II.4.1. Poço 1.....	26
II.4.2. Poço 2.....	29
II.4.3. Poço 3.....	33
II.4.4. Poço 4.....	37
II.4.5. Poço 5.....	41
II.4.6. Poço 6.....	44
II.4.7. Poço 7.....	48
II.4.8. Poço 8.....	50
II.4.9. Poço 9.....	51
II.4.10. Poço 10.....	52
II.4.11. Poço 11.....	54

Capítulo III: "Análise Paleontológica"

III.1. Introdução.....	57
III.2. Metodologia.....	58
III.3. Algas Calcárias.....	59
III.3.1. Cianofíceas.....	60
III.3.2. Rodofíceas.....	60
III.3.2.1. Peyssoneliaceae e Solenoporaceae.....	60
III.3.2.2. Corallinaceae.....	61
III.3.2.2.1. Aspectos Morfológicos.....	62
III.3.2.2.2. Análise Taxonômica.....	64
III.3.3. Algas Clorofíceas.....	69
III.4. Foraminíferos.....	70
III.4.1. Pequenos Foraminíferos.....	70
III.4.2. Macroforaminíferos.....	72
III.4.2.1. Miliolíneos.....	73
III.4.2.2. Rotalíneos Incrustantes.....	73
III.4.2.3. Asterocyclinidae.....	75
III.4.2.4. Nummulitidae.....	76
III.4.2.5. Lepidocyclinidae.....	78
III.4.2.6. Amphisteginidae.....	82
III.4.2.7. Miogypsinidae.....	83
III.5. Briozoários.....	83
III.6. Outros Componentes Biogênicos.....	86
III.7. Análise Bioestratigráfica.....	87
III.7.1. Zoneamento Bioestratigráfico.....	88
III.7.2. Comparação dos Biozoneamentos das Plataformas do Amapá e Pará / Maranhão.....	93
III.7.3. Paleobiogeografia.....	94

Capítulo IV: "Análise Microbiofaciológica"

IV.1. Introdução.....	100
IV.2. Análises Multivariadas.....	103
IV.2.1. Princípios Teóricos das Análises de Agrupamento e Correspondência.....	103
IV.2.2. Metodologia.....	106
IV.2.3. Discussão dos Resultados.....	108
IV.3. Microbiofácies.....	113
IV.3.1. Descrição das Microbiofácies.....	114
IV.3.2. Distribuição Temporal das Microbiofácies.....	130

Capítulo V: "Análise Paleoecológica e Evolução Paleoambiental"

V.1. Introdução.....	133
V.2. Metodologia.....	134

V.2.1. Indicadores Paleoambientais.....	134
V.2.2. Análise Morfológica.....	138
V.2.3. Análise dos Processos Tafonômicos.....	141
V.2.4. Diversidade Fóssil Petrográfica.....	143
V.2.5. Diagrama Triangular.....	145
V.3. Caracterização dos Ambientes Depositionais e EvoluçãoPaleoambiental.....	146
V.3.1. Paleoceno Superior / Eoceno Inferior.....	146
V.3.2. Eoceno Médio.....	151
V.3.3. Eoceno Superior.....	158
V.3.4. Oligoceno.....	161
V.3.5. Mioceno.....	170
V.3.6. Discussão dos Resultados.....	173

Capítulo VI: "Análise Estratigráfica"

VI.1. Introdução.....	176
VI.2. Comportamento da Sedimentação Cíclica.....	177
VI.2.1. Limites dos Ciclos Depositionais.....	177
VI.2.2. Ciclos Depositionais.....	179

Capítulo VII: "Conclusões".....

186

Capítulo VIII: "Referências Bibliográficas".....

193

SUMÁRIO
VOLUME II
FIGURAS E TABELAS

FIGURA 1. Localização e arcabouço estrutural da Bacia da Foz do Amazonas, modificado de Wolff & Carozzi (1984).....	1
FIGURA 2. Esquema estratigráfico da Bacia da Foz do Amazonas, modificado de Wolff & Carozzi (1984).....	2
FIGURA 3. Localização dos poços estudados.....	3
TABELA 1. Subdivisões estratigráficas da Formação Amapá, modificado de Wolff & Carozzi (1984).....	4
TABELA 2. Classificação de calcários de acordo com Dunham (1962), modificada por Embry & Klován (1971 , <i>apud</i> Flügel, 1982).	5
FIGURA 4. Tipos de arcabouços de coralináceas não geniculadas: crustosas robustas (A) e crustosas ramificadas (B). Formas de rodolitos: ramificados abertos (C) e laminados (D), segundo classificação de Bosence (1991).....	6
LEGENDA - Figuras 5 a 41.....	7
FIGURA 5. Distribuição dos elementos biogênicos ao longo do poço 1.....	9
FIGURA 6. Distribuição dos elementos biogênicos ao longo do poço 2.....	10
FIGURA 7. Descrição do testemunho #6, poço 2.....	11
FIGURA 8. Descrição do testemunho #5, poço 2.....	12
FIGURA 9. Descrição do testemunho #4, poço 2.....	13
FIGURA 10. Descrição do testemunho #3, poço 2.....	14
FIGURA 11. Descrição do testemunho #2, poço 2.....	15
FIGURA 12. Descrição do testemunho #1, poço 2.....	16
FIGURA 13. Distribuição dos elementos biogênicos ao longo do poço 3.....	17
FIGURA 14. Descrição do testemunho #2, poço 3.....	18
FIGURA 15. Descrição do testemunho #1, poço 3.....	19
FIGURA 16. Distribuição dos elementos biogênicos ao longo do poço 4.....	20
FIGURA 17. Descrição do testemunho #4, poço 4.....	21
FIGURA 18. Descrição do testemunho #3, poço 4.....	22

FIGURA 19. Descrição do testemunho #2, poço 4.....	23
FIGURA 20. Descrição do testemunho #1, poço 4.....	24
FIGURA 21. Distribuição dos elementos biogênicos ao longo do poço 5.....	25
FIGURA 22. Descrição do testemunho #4, poço 5.....	26
FIGURA 23. Descrição do testemunho #3, poço 5.....	27
FIGURA 24. Descrição do testemunho #2, poço 5.....	28
FIGURA 25. Descrição do testemunho #1, poço 5.....	29
FIGURA 26. Distribuição dos elementos biogênicos ao longo do poço 6.....	30
FIGURA 27. Descrição do testemunho #6, poço 6.....	31
FIGURA 28. Descrição do testemunho #5, poço 6.....	32
FIGURA 29. Descrição do testemunho #4, poço 6.....	33
FIGURA 30. Descrição do testemunho #3, poço 6.....	34
FIGURA 31. Descrição do testemunho #2, poço 6.....	35
FIGURA 32. Distribuição dos elementos biogênicos ao longo do poço 7.....	36
FIGURA 33. Descrição do testemunho #2, poço 7.....	37
FIGURA 34. Descrição do testemunho #1, poço 7.....	38
FIGURA 35. Distribuição dos elementos biogênicos ao longo do poço 8.....	39
FIGURA 36. Descrição do testemunho #4, poço 8.....	40
FIGURA 37. Descrição do testemunho #3, poço 8.....	41
FIGURA 38. Distribuição dos elementos biogênicos ao longo do poço 9.....	42
FIGURA 39. Distribuição dos elementos biogênicos ao longo do poço 10.....	43
FIGURA 40. Distribuição do testemunho #1, poço 10.....	44
FIGURA 41. Distribuição dos elementos biogênicos ao longo do poço 11.....	45
FIGURA 42. Descrição do testemunho #3, poço 11.....	46

TABELA 3. Classificação sistemática das "algas calcárias" da Formação Amapá (classificação das cianobactérias segundo Wray, 1977 e Riding, 1991; rodofíceas segundo Johnson, 1961; Wray, 1984 e Braga <i>et al.</i> , 1993; e clorofíceas segundo Massieux, 1965 e Mu, 1991).....	47
TABELA 4. Características morfológicas dos gêneros de algas coralináceas não geniculadas.....	48
TABELA 5. Classificação sistemática dos foraminíferos da Formação Amapá (classificação segundo Butterlin, 1981; Loeblich & Tappan, 1988).....	49
TABELA 6. Formas de crescimento de briozoários cheilostomados da Formação Amapá (Baseado em Bone & James, 1993).....	50
FIGURA 43. Zoneamento bioestratigráfico da Formação Amapá com base em macroforaminíferos.....	51
TABELA 7. Comparação dos zoneamentos bioestratigráficos das plataformas Pará/Maranhão e Amapá.....	52
FIGURA 44. Perfil da plataforma mostrando a distribuição das microbiofácies (modificado de Buxton & Pedley, 1989).....	53
TABELA 8. Freqüência dos elementos biogênicos do Eoceno - Poço 5.....	54
LEGENDA DAS FIGURAS 45 A 68.....	55
FIGURA 45. Análise de agrupamento modo R, Eoceno do poço 5...	56
FIGURA 46. Análise fatorial de correspondência (variáveis), segundo os fatores 1 e 2, Eoceno do poço 5.....	57
FIGURA 47. Análise de agrupamento modo Q, Eoceno do poço 5...	58
FIGURA 48. Análise fatorial de correspondência (amostras), segundo os fatores 1 e 2, Eoceno do poço 5.....	59
TABELA 9. Freqüência dos elementos biogênicos do Oligoceno-Poço 5.....	60
FIGURA 49. Análise de agrupamento modo R, Oligoceno do poço 5	61
FIGURA 50. Análise fatorial de correspondência (variáveis), segundo os fatores 1 e 2, Oligoceno do poço 5.....	62
FIGURA 51. Análise de agrupamento modo Q, Oligoceno do poço 5	63
FIGURA 52. Análise fatorial de correspondência (amostras), segundo os eixos 1 e 2, Oligoceno do poço 5.....	64
TABELA 10. Freqüência dos elementos biogênicos do Mioceno do Poço 5.....	65
FIGURA 53. Análise de agrupamento modo R, Mioceno do poço 5..	66

FIGURA 54. Análise fatorial de correspondência (variáveis), segundo os fatores 1 e 2, Mioceno do poço 5.....	67
FIGURA 55. Análise de agrupamento modo Q, Mioceno do poço 5..	68
FIGURA 56. Análise fatorial de correspondência (amostras), segundo os fatores 1 e 2, Mioceno do poço 5.....	69
TABELA 11. Frequência dos elementos biogênicos do Eoceno do Poço 2.....	70
FIGURA 57. Análise de agrupamento modo R, Eoceno do poço 2...	71
FIGURA 58. Análise fatorial de correspondência (variáveis), segundo eixos 1 e 2, Eoceno do poço 2.....	72
FIGURA 59. Análise de agrupamento modo Q, Eoceno do poço 2...	73
FIGURA 60. Análise fatorial de correspondência (amostras), segundo eixos 1 e 2, Eoceno do poço 2.....	74
TABELA 12. Frequência dos elementos biogênicos do Oligoceno do Poço 2.....	75
FIGURA 61. Análise de agrupamento modo R, Oligoceno do poço 2	76
FIGURA 62. Análise fatorial de correspondência (variáveis), segundo eixos 1 e 2, Oligoceno do poço 2.....	77
FIGURA 63. Análise de agrupamento modo Q, Oligoceno do poço 2	78
FIGURA 64. Análise fatorial de correspondência (amostras), segundo eixos 1 e 2, Oligoceno do poço 2.....	79
TABELA 13. Frequência dos elementos biogênicos do Mioceno - Poço 2.....	80
FIGURA 65. Análise de agrupamento modo R, Mioceno do poço 2..	81
FIGURA 66. Análise fatorial de correspondência (variáveis), segundo eixos 1 e 2, Mioceno do poço 2.....	82
FIGURA 67. Análise de agrupamento modo Q, Mioceno do poço 2..	83
FIGURA 68. Análise fatorial de correspondência (amostras), segundo eixos 1 e 2, Mioceno do poço 2.....	84
FIGURA 69. Evolução e mudanças na distribuição de foraminíferos na plataforma ao longo do tempo (modificado de Buxton & Pedley, 1989).....	85
FIGURA 70. Distribuição dos grãos aloquímicos em modelo esquemático de deposição da Formação Amapá no Paleoceno Superior/Eoceno Inferior.....	86
FIGURA 71. Distribuição dos grãos aloquímicos em modelo esquemático de deposição da Formação Amapá no Eoceno Médio...	87

- FIGURA 72. Distribuição dos grãos aloquímicos em modelo esquemático de deposição da Formação Amapá no Eoceno Superior 88
- FIGURA 73. Distribuição dos grãos aloquímicos, em modelo esquemático de deposição da Formação Amapá no Oligoceno Inferior.. 89
- FIGURA 74. Distribuição dos grãos aloquímicos em modelo esquemático de deposição da Formação Amapá no Oligoceno Superior.. 90
- FIGURA 75. Distribuição dos grãos aloquímicos em modelo esquemático de deposição da Formação Amapá no Mioceno..... 91
- TABELA 14. Valores de diversidade fóssil petrográfica obtidos nos ambientes deposicionais da Formação Amapá..... 92
- FIGURA 76. Diagrama triangular (modificado de Hallock & Glenn, 1986)..... 93
- FIGURA 77. Bloco diagrama mostrando a reconstrução paleoambiental no Paleoceno Superior/Eoceno Inferior (modificado de Wolff & Carozzi, 1984)..... 94
- FIGURA 78. Distribuição das fácies do Paleoceno Superior/Eoceno Inferior, segundo diagrama triangular (modificado de Hallock & Glenn, 1986)..... 94
- FIGURA 79. Bloco diagrama mostrando a reconstrução paleoambiental no Eoceno Médio (modificado de Wolff & Carozzi, 1984)..... 95
- FIGURA 80. Distribuição das fácies do Eoceno Médio, segundo diagrama triangular (modificado de Hallock & Glenn, 1986).... 95
- FIGURA 81. Bloco diagrama mostrando a reconstrução paleoambiental no Eoceno Superior (modificado de Wolff & Carozzi, 1984)..... 96
- FIGURA 82. Distribuição das fácies do Eoceno Superior, segundo diagrama triangular (modificado de Hallock & Glenn, 1986).... 96
- FIGURA 83. Bloco diagrama mostrando a reconstrução paleoambiental no Oligoceno Inferior (modificado de Wolff & Carozzi, 1984)..... 97
- FIGURA 84. Distribuição das fácies do Oligoceno Inferior, segundo diagrama triangular (modificado de Hallock & Glenn, 1986)..... 97
- FIGURA 85. Bloco diagrama mostrando a reconstrução paleoambiental no Oligoceno Superior (modificado de Wolff & Carozzi, 1984)..... 98
- FIGURA 86. Distribuição das fácies do Oligoceno Superior, segundo diagrama triangular (modificado de Hallock & Glenn, 1986)..... 98

	ix
FIGURA 87. Bloco diagrama mostrando a reconstrução paleoambiental no Mioceno (modificado de Wolff & Carozzi, 1984)	99
FIGURA 88. Distribuição das fácies do Mioceno, segundo diagrama triangular (modificado de Hallock & Glenn, 1986)	99
FIGURA 89. Correlação faciológica no transecto I	Anexo
FIGURA 90. Correlação faciológica no transecto II	Anexo
TABELA 15. Subdivisão estratigráfica da Formação Amapá e comparação com a curva eustática do nível do mar, segundo Haq et al. (1987)	100

RESUMO

A Formação Amapá, depositada entre o Paleoceno Superior e Mioceno Médio, na Bacia da Foz do Amazonas, constitui-se de espesso pacote de rochas carbonáticas. Estas rochas compõem-se de rica associação fossilífera, destacando-se em abundância, as algas vermelhas e os macroforaminíferos.

A análise petrográfica dos carbonatos e o estudo paleontológico detalhado de seus componentes biogênicos permitiram identificar 31 microbiofácies na Formação Amapá. Adicionalmente, o estudo de cortes orientados de macroforaminíferos propiciou o estabelecimento de dez biozonas informais de intervalo superior (T1 a T10) no Terciário da Bacia da Foz do Amazonas.

O comportamento vertical e lateral das microbiofácies permitiu o reconhecimento de seqüência progradante rumo ao topo. O modelo deposicional poderia ser representado por rampa homoclinal ou plataforma regional/rampa com declividades suaves. No Paleoceno Superior e Eoceno Inferior, os seguintes ambientes foram reconhecidos: bancos em plataforma externa, depósitos de plataforma interna, baixios oolíticos e depósitos lagunares.

Após o Eoceno Inferior, estabelece-se na região compreendida entre as plataformas interna e externa, um complexo sistema de bancos, formados de rodolitos e macroforaminíferos, cujas características morfológicas refletem distintas condições ambientais do meio deposicional. Estes bancos gradam lateralmente a depósitos antebanco e à retaguarda de bancos. A partir do Eoceno Superior, as lagunas se instalam nas áreas proximais da plataforma, e os depósitos de plataforma externa e talude tornam-se mais extensos.

A deposição da Formação Amapá, ocorrida em período de relativa estabilidade tectônica e climática, foi comandada, principalmente, por variações do nível do mar, que se refletiram na sedimentação cíclica das rochas carbonáticas. Foram identificados cinco grandes ciclos deposicionais, limitados por superfícies de descontinuidade, que corresponderiam às grandes fases regressivas do nível do mar, ocorridas no final do Eoceno Inferior, Eoceno Médio, Oligoceno Inferior e Oligoceno Superior.

Estes ciclos encontram-se subdivididos em ciclos menores agradacionais e progradacionais.

Os limites das seqüências carbonáticas são marcados por eventos de extinção de macroforaminíferos, pela ocorrência de vales entalhados, pelo aumento expressivo de grãos siliciclásticos associados a grãos de glauconita, e pela presença de pequenos foraminíferos preenchidos por glauconita e de moldes de moluscos.

ABSTRACT

The Amapá Formation, deposited in the Foz do Amazonas Basin between the Late Paleocene and Middle Miocene, is mainly composed of carbonate rocks. These rocks show a rich fossiliferous assemblage, calcareous red algae and large foraminifera, being especially abundant.

On the basis of petrographic and detailed paleontological analysis, thirty-one microbiofacies have been recognized in the Amapá Formation. Examination of the large forams in oriented sections led to the establishment of ten informal Tertiary biozones (T1 a T10).

In the Late Paleocene and Early Eocene, the lateral and vertical succession of microbiofacies allows recognition of the following environments, from offshore to onshore: outer bank, inner platform, oolitic shoals and lagoons.

After the Early Eocene, a complex sequence of banks, composed of rodoliths and large foraminifera, became established on the inner and outer platforms. After the Late Eocene, the backbank deposits grade landward to lagoonal deposits. During this period, the outer platform and slope deposits became more extensive.

The Amapá Formation was deposited under stable tectonic and climatic conditions. Sedimentation was mainly controlled by sea-level changes, which are reflected by the cyclic behaviour of the carbonate rocks. Five depositional cycles have been identified. These cycles are bounded by unconformities related to rapid sea-level falls, which occurred at the end of the Early Eocene, Middle Eocene, Early Oligocene and Late Oligocene. These may be further subdivided into smaller aggradational and progradational cycles.

The boundaries of the carbonate sequences are indicated by one or more of the following features: extinction events involving large forams; the occurrence of incised valleys; the increase of terrigenous and glauconite grains; the presence of glauconite-filled forams and molluscs preserved as molds.

INTRODUÇÃO

I.1. Considerações Iniciais

Nas décadas de 70 e 80, face a um interesse da companhia brasileira de petróleo (PETROBRÁS S/A), foram desenvolvidos vários projetos de estudo na bacia costeira da Foz do Amazonas, situada na margem equatorial brasileira. Couberam inicialmente a Schaller *et al.* (1971) e Miura *et al.* (1976) o estabelecimento da evolução estratigráfica, e posteriormente, a Carozzi *et al.* (1978) e Moura & Abreu (1980) os estudos mais específicos dos carbonatos terciários dessa bacia, designados de Formação Amapá.

Até o momento, grande parte dos trabalhos efetuados sobre o Terciário dessa bacia marginal foi de cunho essencialmente sedimentológico e/ou estratigráfico, enquanto os trabalhos de natureza paleontológica, além de serem em minoria, não tiveram por objetivo o detalhamento dos constituintes biogênicos dos carbonatos. Diante deste fato, surgiu a idéia da realização de uma pesquisa paleontológica mais detalhada da Formação Amapá, a qual poderia trazer subsídios importantes tanto no estabelecimento de um biozoneamento para o Terciário da margem equatorial brasileira, como na compreensão da evolução paleoambiental dos carbonatos da Bacia da Foz do Amazonas.

Dentro desse propósito, adotou-se uma metodologia de trabalho baseada em outros estudos faciológicos de carbonatos terciários realizados por Wiedicke (1987) para a seqüência Oligoceno-Mioceno do Mar da China (Filipinas); por Studencki (1988) para os calcários do Mioceno Médio da Polônia Central; por Nebelsick (1989) para a seqüência do Mioceno Basal da Austria; por Darga (1990) para os carbonatos do Eoceno Superior da Bavaria; por Bosence & Pedley (1982) para o bióstromo do Mioceno das Ilhas de Malta; e por Hallock & Glenn (1985, 1986) para os calcários do Mioceno das Filipinas.

I.2. Objetivos

A Bacia da Foz do Amazonas reunia no Terciário todas as condições ideais para a precipitação carbonática, revelando-se, nesta época uma verdadeira "fábrica" de carbonatos. Tais condições estavam relacionadas principalmente à posição geográfica da bacia em área de baixa latitude e, conseqüentemente, de intensa iluminação solar, à relativa calma tectônica e ao limitado suprimento terrígeno neste período. Entre o Paleoceno Superior e Mioceno Médio, durante aproximadamente 50 Ma, depositou-se nesta bacia, espesso pacote de rochas carbonáticas, denominado de Formação Amapá, que chega a atingir espessuras da ordem de 3000 m (Schaller et al., 1971).

As rochas carbonáticas da Formação Amapá constituem-se de rica e bem preservada associação de organismos, entre os quais ressaltam-se grandes foraminíferos, conhecidos informalmente por macroforaminíferos, e algas vermelhas. Subordinadamente, ocorrem pequenos foraminíferos bentônicos e planctônicos, foraminíferos incrustantes, algas verdes calcárias, briozoários, celenterados, crustáceos (cirripédios, ostracodes), equinodermas, moluscos (gastrópodes, pelecípodes), tubos de vermes (serpulídeos) e fragmentos vegetais.

O presente trabalho tem, como principal objetivo, a análise microbiofaciológica da Formação Amapá, a partir do estudo detalhado dos componentes biogênicos das rochas carbonáticas. Uma vez definidas as microbiofácies, pretende-se, através, das associações biogênicas, e dos caracteres morfológicos dos organismos, detectar e caracterizar as condições ambientais em cada um dos subambientes deposicionais e, assim, compreender os nichos ecológicos ocupados pelos organismos na plataforma carbonática terciária.

Reconhecidas as linhas de tempo, através do estabelecimento de um biozoneamento com base em macroforaminíferos, procurar-se-á compreender a variação das microbiofácies ao longo da Formação Amapá, desde a base, sobrepondo os arenitos da Formação Limoeiro, até o topo,

sotopondo-se aos sedimentos do Grupo Pará, e avaliar o comportamento lateral das biofácies.

A partir da integração e interpretação dos dados estratigráficos e paleontológicos, será proposto um modelo paleoambiental para a formação, procurando-se também avaliar as influências das variações do nível do mar na deposição carbonática durante o Paleógeno e início do Neógeno.

1.3. Área de Estudo

A Bacia da Foz do Amazonas está localizada no litoral setentrional do Brasil, entre os paralelos 4°N e 3°S e meridianos 46°W e 52°W. A bacia abrange uma área total de 450.000 km², que compreende uma área emersa de cerca de 90.000 km² denominada de Bacia de Marajó, e uma área submersa de 360.000 km², dividida entre os depósitos situados sobre a plataforma continental (200.000 km²), e os representados por depósitos de leques submarinos formadores do Grande Cone do Amazonas (160.000 km²). A plataforma carbonática terciária ocupa uma área correspondente a metade da área da atual plataforma continental, ou seja, em torno de 100.000 km² (Schaller *et al.*, 1971) (Fig. 1).

A Bacia da Foz Amazonas situa-se na margem passiva nordeste brasileira, e está associada ao delta do Amazonas (Brouwer & Schwander, 1988). Encontra-se separada das bacias adjacentes por altos regionais. O Alto de Gurupá, situado a sudoeste, a separa da Bacia Paleozóica do Baixo Amazonas, o Alto Guamá-Ferrer da Bacia Bragança Vizeu (Cretáceo Inferior), localizada a sudeste, e o Arco de Tocantins da Bacia Maranhão (Paleozóico), situada também a sudeste.

A margem noroeste da bacia é definida pela Bacia de Cassiporé (Cretáceo Inferior), constituída de um semi-graben de direção noroeste-sudeste, considerado o primeiro registro de rifteamento da margem continental equatorial (Miura *et al.*, 1976). Estes autores reconheceram como limite norte da bacia, a encosta do talude da plataforma continental. Todavia, Schaller *et al.* (1971) assinalaram a ocorrência de sedimentos

turbidíticos a mais de 1500 km a nordeste da Foz do Amazonas (Fig. 1).

Em linhas gerais, estudos realizados na Bacia da Foz do Amazonas por Schaller *et al.* (1971), Rezende & Ferradaes (1971), Miura *et al.* (1976) e Castro *et al.* (1978) admitem sedimentação de caráter progradacional na área, estando os sedimentos cretáceos sobrepostos discordantemente ao embasamento pré-cambriano e aos sedimentos paleozóicos das bacias do Amazonas e Maranhão.

Durante o período compreendido entre o Cretáceo Superior e o Recente, houve deposição subaérea na Bacia de Marajó (Formações Limoeiro e Marajó), formação de deltas dominados por marés na costa (Formações Tucunaré e Pirarucu), extensa acumulação de carbonatos na plataforma continental (Formação Amapá) e sedimentação de talude (Miura *et al.*, 1976) (Fig. 2).

Durante o Oligoceno e Mioceno Inferior a Médio, além da sedimentação de carbonatos, depositou-se, na bacia, espesso pacote de clásticos finos em amplas calhas de subsidência. A partir do Mioceno Médio até o Pleistoceno, em decorrência do grande levantamento andino, a sedimentação carbonática foi suplantada por progradação deltáica terrígena (Miura *et al.*, 1976).

A Formação Amapá ocorre sobre a plataforma continental norte brasileira, ao longo das costas dos estados do Pará e Amapá, e está concordantemente sobreposta aos arenitos da Formação Limoeiro, e subjacente aos sedimentos do Grupo Pará. O seu limite nordeste coincide, aproximadamente, com o limite da plataforma continental na área, ou seja, na cota batimétrica de 200m. Rumo a oeste, a unidade se espessa rapidamente, atingindo espessuras da ordem de 3000 m, sendo seu limite a sudoeste, em direção ao continente, gradual para os sedimentos do Grupo Marajó, clásticos terciários da área continental da Foz do Amazonas (Schaller *et al.*, 1971).

I.4. Metodologia

O trabalho constou fundamentalmente da análise petrográfica de secções delgadas de amostras de testemunho e calha da Formação Amapá, cedidas por empréstimo pela PETROBRAS. Esta análise foi acompanhada da interpretação de perfis raios-gama, e da descrição macroscópica de testemunhos de sondagem. As diferentes formas exibidas pela curva de raios-gama auxiliaram nas delimitações das microbiofácies, e permitiram diferenciar certos padrões característicos de eventos transgressivos ou regressivos, contribuindo assim para uma melhor compreensão da história evolutiva dos carbonatos terciários Amapá.

Neste trabalho foram analisados 11 poços de sondagem, compreendidos em três transectos aproximadamente perpendiculares à atual linha de costa e ao mergulho das camadas. O transecto I situa-se na porção sul da plataforma Amapá. Os transectos II e III estão localizados, respectivamente, na porção noroeste e no extremo noroeste da plataforma carbonática (Fig. 3).

O estudo dos carbonatos Amapá compreendeu análises paleontológica, bioestratigráfica, microbiofaciológica e paleoecológica. Métodos estatísticos foram também aplicados a dados de frequência relativa dos microorganismos com a finalidade de auxiliar na divisão biofaciológica dos carbonatos. Durante o desenvolvimento do trabalho, a aplicação dos métodos de estudo revelou-se muitas vezes limitada, em razão da alta porcentagem de material de calha (aproximadamente 60%), e dos grandes intervalos de amostragem (até 30 m em alguns locais).

I.5. Considerações sobre a Formação Amapá

I.5.1. Arcabouço Tectônico

O arcabouço da Bacia da Foz do Amazonas compreende, em linhas gerais, três estágios tectono-sedimentares distintos: os estágios inicial (Cretáceo Superior-Paleoceno) e final (Mioceno Médio-Quaternário), caracterizados por atividade tectônica e sedimentação terrígena na plataforma e talude, e um estágio

intermediário (Eoceno-Mioceno Médio), evidenciado por deposição de carbonatos em plataforma estável, seguida de deposição hemipelágica no talude (Castro *et al.*, 1978).

Resende & Ferradaes (1971), a partir de dados de poços e de sísmica de reflexão, realizaram o primeiro estudo sobre o arcabouço estrutural da Bacia da Foz do Amazonas, demonstrando que a Bacia de Marajó, a Plataforma Continental do Amazonas e o Cone do Amazonas estão integrados geofísica e geologicamente em uma vasta feição regional de sedimentos, depositados desde o Cretáceo Inferior até hoje (Fig. 1).

Inserida no conjunto das bacias marginais brasileiras do tipo Atlântico, e enquadrada no tipo 5 (estável), segundo classificação de Klemme (1980), a Bacia da Foz do Amazonas tem sua gênese ligada à formação do Atlântico Norte. De acordo com a coluna estratigráfica generalizada das bacias da margem continental brasileira apresentada por Ponte *et al.* (1978, *apud* Chang & Kowsmann, 1987), os processos genéticos iniciais da bacia corresponderiam à deposição de seqüência clástica não-marinha no Neocomiano. Esses sedimentos depositaram-se em fossas tectônicas do tipo "rift-valley", representadas na área pelo Graben de Cassiporé (tipo 3 de Klemme (*op. cit.*), "rift" de plataforma, subtipo fissural).

Posteriormente, no Cretáceo Superior-Terciário Inferior a bacia passou a exibir características de bacias do tipo 5, cuja gênese está vinculada à presença de um estágio inicial de "rift", com posterior seccionamento longitudinal dado pela introdução de material magmático, e progressiva formação e expansão do assoalho oceânico (Asmus & Porto, 1972; Asmus & Guazelli, 1981).

Durante o Albiano e Cenomaniano, na fase inicial da formação do Atlântico Equatorial, estabeleceram-se na bacia, as condições marinhas. No Cretáceo Superior, a área da Bacia da Foz do Amazonas permanece tectonicamente ativa. Todavia, com a abertura progressiva do oceano, esta área torna-se tectonicamente quiescente, e sua evolução passa então a ser governada pelo resfriamento litosférico, contração e

sedimentação. No Mioceno Superior, com o desenvolvimento do sistema de drenagem do rio Amazonas, em função do levantamento orogenético dos Andes, há um drástico aumento no fluxo de clásticos para a bacia, ocasionando assim o término do regime deposicional carbonático (Brouwer & Schwander, 1988).

O arcabouço estrutural da bacia compreende, segundo Rezende & Ferradaes (1971), os grabens falhados de Mexiana e Limoeiro, as plataformas cratônicas Pará e Amapá e o Grande Cone do Amazonas. O Graben Limoeiro se estende, rumo a sudeste, em direção à Bacia do Maranhão, enquanto o Graben Mexiana mergulha na direção NW, rumo à plataforma continental, onde se bifurca em grabens de Mexiana-Oeste e Mexiana-Leste (Fig. 1). A atividade tectônica na bacia foi muito mais intensa no Cretáceo que no Terciário, fato este revelado pela predominância de sedimentos clásticos no Cretáceo Superior, proeminentemente falhados, e pelo desenvolvimento de ampla plataforma carbonática no Terciário (Rezende & Ferradaes, 1971).

As plataformas cratônicas Pará e Amapá delimitam a Bacia da Foz do Amazonas, e exibem inúmeras fossas, relativamente pequenas, e preenchidas com 1.000 a 2.000 m de sedimentos cretáceos e/ou juro-triássicos. Aparentemente, estas plataformas cratônicas apresentavam durante o Terciário grande estabilidade, tendo em vista a inexistência de qualquer relação da cobertura terciária com as fossas subjacentes (Rezende & Ferradaes, 1971).

O Cone do Amazonas ou Leque do Amazonas é definido por Damuth & Palma (1979), como "um grande leque de mar profundo", que se estende da quebra da plataforma continental, por aproximadamente 700 Km, até profundidades maiores que 4.700 m, onde se encontram as planícies abissais de Demerara e Ceará.

O cone exhibe um gradiente médio de 6,6 m/Km e apresenta na quebra da plataforma uma largura em torno de 250 Km, a qual passa rapidamente na região do talude a dimensões muito maiores (650 a 700 Km) (Damuth & Flood, 1984). Quanto à espessura e volume total de sedimentos do cone, esses autores estimam, respectivamente, em 4 a 5 Km e 700.000 Km³.

Para Damuth & Flood (1984), o desenvolvimento do Cone do Amazonas teve início no Mioceno Inferior (16,5 Ma), e sua formação estava diretamente ligada à orogênese andina, que deu origem ao levantamento da borda oeste da placa Sul-Americana, promovendo, assim, a mudança de curso dos rios da Bacia Amazônica, que passaram a fluir em direção ao Oceano Atlântico. Miura *et al.* (1976) e Castro *et al.* (1978) já defendiam esta hipótese ao relacionarem o final da deposição dos carbonatos Amapá ao levantamento andino e, subsequentemente, à mudança da drenagem do rio Amazonas.

Dentro de um propósito descritivo, Damuth & Flood (1984) dividem o Cone do Amazonas em três unidades morfológicas gerais, superior, médio e inferior, e salientam que tal divisão não reflete, necessariamente, associações faciológicas ou subambientes distintos. Neste contexto, o leque superior está compreendido entre a quebra da plataforma e profundidades de aproximadamente 3.000 m. O leque médio, por sua vez, se estende de 3.000 m de profundidade até 4.000 - 4.200 m, situando o leque inferior a profundidades superiores a 4.200 m, onde emerge a Planície Abissal de Demerara.

O Cone do Amazonas é constituído de grandes canais distributários dendríticos, intrincados, frequentemente recurvados e com meandros altamente sinuosos (Damuth *et al.*, 1988). Entre os diversos canais, que alimentam o cone, o Cânion Submarino do Amazonas é a feição dominante, e através do qual os sedimentos do rio Amazonas chegam ao Grande Cone (Damuth & Palma, 1979).

A ocorrência alternada de padrões sísmicos distintos (complexos dendríticos e fluxos detriticos) levaram Manley & Flood (1988) a considerar um padrão cíclico na sedimentação do Leque Amazônico superior e médio, possivelmente relacionado a variações glacio-eustáticas, que teriam proporcionado o desenvolvimento de sistemas de canais dendríticos durante as fases de nível do mar baixo (*glacio-eustatic sea level lowstands*).

I.5.2. Litoestratigrafia

Couberam a Schaller *et al.* (1971), tanto o estabelecimento da estratigrafia da Bacia da Foz do Amazonas, como a definição original da Formação Amapá. A denominação da formação foi tomada do então Território Federal do Amapá, em cuja plataforma foi perfurado o poço-tipo da unidade (1-APS-2, Amapá Submarino nº 2), a 350 Km a NE da cidade de Macapá.

Schaller *et al.* (1971) descreveram a Formação Amapá como constituída basicamente por calcários cinzas e cremes, formados de algas e macroforaminíferos, ou de material de talus, representado por fragmentos e blocos de biohermas e corais imersos em matriz micrítica. Os carbonatos podem se apresentar intercalados a folhelhos cinza esverdeados, por vezes, acastanhados e silticos, e frequentemente glauconíticos e piritosos. Os autores também salientam a ocorrência de seções argilosas, com intercalações subordinadas de calcários e arenitos. O contato inferior concordante é marcado pelo predomínio de arenitos grossos fluviais, característicos da Formação Limoeiro, enquanto o contato superior foi definido em função do último aparecimento de biomicritos.

Deve-se também a Schaller *et al.* (1971) a identificação da sedimentação cíclica na Formação Amapá. Quatro principais ciclos foram definidos e denominados, por esses autores, de Candiru (Eoceno Inferior a Oligoceno), Jacundá (Oligoceno), Tambaqui (Mioceno Inferior) e Tamoatá (Mioceno Médio) (Tabela 1). O termo "sequência", empregado por Schaller *et al.* (1971) para estes ciclos, não tem, evidentemente, a mesma conotação daquela empregada nos dias atuais segundo os conceitos de estratigrafia de seqüências e sismoestratigrafia (Payton, 1977).

A "Sequência" Candiru, interpretada como barreira calcária, é formada principalmente por biomicrito algáceo. A "Sequência" Jacundá compõe-se de biohermas e bancos de organismos coloniais, não especificados pelos autores. A base do ciclo é marcada por camada argilosa, caracterizada como marco estratigráfico, devido à sua ampla distribuição na bacia. Schaller *et al.* (1971) identificam quatro fácies nesta sequência

cíclica: fácies argilosa, fácies de algas e corais, fácies de blocos de calcários em matriz micrítica, e fácies de calcário e folhelho intercalados.

A semelhança da "Sequência" Jacundá, a base da "Sequência" Tambaqui caracteriza-se por camadas de folhelho com calcários subordinados, ricos em foraminíferos planctônicos, representativas de evento transgressivo marinho. As mesmas fácies descritas para a unidade subjacente foram identificadas por Schaller *et al.* (1971) na "Sequência" Tambaqui. Por sua vez, a "Sequência" Tamoatá é bem mais argilosa que as anteriores, assinalando provavelmente, uma transgressão regional. O aumento no influxo de clásticos na bacia deposicional nesta época, deve estar relacionado à ocorrência de tectonismo na área.

Após esse trabalho pioneiro, outros importantes trabalhos surgiram, entre eles, os de Miura *et al.* (1976), Carozzi *et al.* (1978), Braga & Della Fávera (1979) e Wolff & Carozzi (1984). As unidades litoestratigráficas formais estabelecidas anteriormente por Schaller *et al.* (1971) para a Bacia da Foz do Amazonas foram plenamente adotadas nos trabalhos posteriores. Todavia, os termos utilizados na subdivisão da Formação Amapá, apesar de sua utilidade operacional, nunca foram adotados por outros autores.

Miura *et al.* (1976), com base em dados sísmicos, definiram duas grandes sequências deposicionais na Bacia da Foz do Amazonas. A megasequência, compreendida entre o Cretáceo Superior e Mioceno Médio, consiste da deposição de sedimentos fluvio-deltaicos (formações Limoeiro e Marajó), carbonatos (Formação Amapá) e sedimentos pelágicos de talude. Entre o Mioceno Médio e o Pleistoceno, Miura *et al.* reconhecem a deposição de sedimentos fluvio-deltaicos (formações Tucunaré e Pirarucu) e sedimentos de talude, não definidos como unidade litoestratigráfica formal (Fig. 2).

A exemplo de Schaller *et al.* (1971), Miura *et al.* (1976) reconhecem na megasequência inferior sedimentação cíclica, definindo quatro ciclos deposicionais (ciclos I a IV), cujos

limites são, todavia, diferentes daqueles apresentados por Schaller *et al.* (Tabela 1). Para Miura *et al.*, cada um dos ciclos estaria representado na base por depósitos regressivos gradando rumo ao topo para sedimentos representativos de fases transgressivas e carbonatos de plataforma. A deposição do ciclo I (Cretáceo Superior a Paleoceno) teria sido condicionada a falhas escalonadas que originaram a bacia, limitando, assim, os sedimentos a grabens e à porção central da plataforma continental. Nos ciclos superiores, com a diminuição da atividade tectônica, os limites laterais de deposição na bacia se expandem, alcançando as plataformas cratônicas do Pará e Amapá.

O ciclo I inicia-se com depósitos de leques aluviais (fanglomerados da Formação Jacarezinho), que gradam lateral e verticalmente para depósitos fluviais anastomosados da Formação Limoeiro. Na parte superior do ciclo, encontram-se depósitos deltáicos marinhos, formados em decorrência de evento transgressivo e diminuição no aporte de terrígenos, e sedimentos carbonáticos representativos de plataforma semi-restrita (Miura *et al.*, 1976).

Condições ambientais semi-restritas são ainda observadas na porção inferior do ciclo II, com a ocorrência de sedimentos grossos de canais, clásticos finos de planície de maré e praias. As evidências de deposição em condições de mar aberto surgem somente a partir do topo do ciclo II, onde são observados típicos depósitos deltaicos marinhos e extensos depósitos de plataforma carbonática (Miura *et al.* 1976).

Os ciclos III e IV mostram contínua expansão da bacia deposicional, sendo o ciclo III representado, em sua parte inferior, por sedimentação deltaica-fluvial, e pela formação de deltas destrutivos, em sua porção superior. A base do ciclo IV, por sua vez, é caracterizado pela subsidência de grande parte da bacia e pelo aporte de clásticos terrígenos. Na parte inferior do ciclo ocorrem depósitos deltáicos marinhos e carbonáticos, presentes ao norte e nordeste da bacia deposicional. A porção superior é marcada por extensa transgressão marinha, que atinge

a área costeira da foz do Marajó, e propicia a deposição de calcissiltitos e margas a foraminíferos planctônicos. A deposição carbonática, restrita nesta fase a áreas marginais, é representada por micritos compostos de fauna característica de ambientes mais restritos (Miura *et al.*, 1976).

Carozzi *et al.* (1978), a partir de um estudo faciológico mais detalhado dos carbonatos Amapá, e já seguindo o conceito de seqüência deposicional apresentado no Memoir 26 da AAPG (Payton, 1977), acrescentaram uma seqüência deposicional à subdivisão estabelecida por Miura *et al.* (1976). Para os autores a megaseqüência do Cretáceo Superior-Mioceno Médio poderia ser subdividida em duas seqüências deposicionais formadas no Cretáceo Superior-Paleoceno e Eoceno-Mioceno Médio (Tabela 1).

A base da primeira seqüência seria representada por sedimentação terrígena, enquanto sua porção superior seria caracterizada por evento transgressivo, culminando com o desenvolvimento de plataforma carbonática sobre região de talude. Para esses autores, a plataforma na segunda seqüência deposicional teria subsidido, ocasionando deposição de sedimentos fluvio-deltaicos, carbonatos e depósitos de talude.

Com base em dados sismoestratigráficos, Braga & Della Fávera (1979) subdividiram a seção sedimentar da Bacia da Foz do Amazonas em doze seqüências, agrupadas em quatro superseqüências. Para eles, as principais quebras nos padrões sismoestratigráficos estariam no topo do Eoceno Inferior ou Paleoceno, coincidente com uma mudança no regime de subsidência da margem da plataforma, na passagem Oligoceno Inferior e Superior, na base do Mioceno Inferior, e na base do Mioceno Médio, indicativa de evento transgressivo ao longo da margem continental (Tabela 1).

Wolff & Carozzi (1984) deslocaram os limites dos ciclos deposicionais I a IV, definidos anteriormente por Miura *et al.* (1976), passando-os a correlacionar com as mudanças globais do nível do mar apresentadas por Vail & Mitchum (1977) (Tabela 1). Para Wolff & Carozzi (1984), o ciclo I representa o Paleoceno-Eoceno Inferior, o ciclo II corresponde ao Eoceno Médio, o ciclo

III caracteriza o período entre o Eoceno Superior e Oligoceno, e o ciclo IV evidencia o Mioceno Inferior-Médio.

Mudanças no padrão de sedimentação em razão de variação eustática foram também detectadas por Abreu *et al.* (1986) na margem equatorial adjacente aos estados do Pará e Maranhão. Nestas plataformas foram então reconhecidas descontinuidades no registro sedimentar ou hiatos deposicionais entre o Paleoceno e o Eoceno Inferior ou Eoceno Médio Basal, e entre o Oligoceno e o Mioceno. Descontinuidades de menor amplitude foram também identificadas entre o Eoceno Inferior ou parte inferior do Eoceno Médio e parte superior do Eoceno Médio, e entre o Eoceno e Oligoceno.

Outra feição sedimentar decorrente de variação do nível do mar seria a presença na plataforma Pará/Maranhão de "cayons", formados provavelmente durante importante queda do nível do mar ocorrida no Oligoceno Superior (Abreu *et al.*, 1986).

I.5.3. Bioestratigrafia

Com base na análise de foraminíferos planctônicos e bentônicos (macroforaminíferos), palinomorfos e nanofósseis da plataforma Pará-Maranhão, Abreu *et al.* (1986) realizaram, até o momento, o único estudo bioestratigráfico mais detalhado do Terciário da margem equatorial brasileira. Dentro deste quadro bioestratigráfico, o Paleoceno é definido pela ocorrência dos foraminíferos planctônicos *Globoconusa daubjergensis*, *Globorotalia pseudobulloides*, *Globorotalia pusilla*, *Globorotalia velascoensis*; dos nanofósseis *Heliolithus kleinPELLI*, *Discoaster multiradiatus*; do palinomorfo *Hystriosphæridium caiobensis* e do macroforaminífero *Nummulites*.

Os marcos bioestratigráficos no Eoceno foram definidos por Abreu *et al.* (1986) pela presença do foraminífero planctônico *Globorotalia wilcoxensis* e do palinomorfo *Proxaperites cursus* (Eoceno Inferior); do palinomorfo *Cordosphaeridium diktyoplokus* e do foraminífero *Truncarotaloides rohri* (Eoceno Médio); e pelo palinomorfo *Retibrevitricolpites triangulatus* (Eoceno Superior). A ocorrência dos gêneros *Lepidocyclina* e *Nummulites*

representariam, para esses autores, o Eoceno Médio-Superior e Oligoceno Inferior, sendo o topo do Oligoceno Inferior marcado por *Nummulites* spp. O Oligoceno Superior e Mioceno Inferior/Médio seriam representados por *Miogypsina* spp.

I.5.4. Petrografia, Modelos Paleoambientais e Diagenéticos

Coube a Tibana (1971) a primeira definição do padrão faciológico dos carbonatos da Formação Amapá. Posteriormente, Carozzi *et al.* (1978) efetuaram uma detalhada análise dos carbonatos Amapá, enfatizando a evolução deposicional-diagenética destas rochas carbonáticas.

Quinze microfácies foram definidas por Carozzi *et al.* (1978), e distribuídas em cinco ambientes deposicionais: talude (*slope*), *apron*, plataforma de corais e algas (*coralalgal platform*), banco de macroforaminíferos (*large foraminifer shoal*), banco de corais (*finger coral bank*) e laguna restrita (*restricted lagoon*). No seu modelo deposicional, os bancos de coralináceas estariam situados próximos à margem externa da plataforma, enquanto os depósitos de macroforaminíferos situar-se-iam em áreas mais internas da plataforma, representando ambiente de alta energia.

A evolução paleoambiental da Formação Amapá foi também discutida por Moura & Abreu (1980), que a definiram com base, principalmente, em dados micropaleontológicos. Em termos gerais, os autores reconhecem uma progressiva diminuição de profundidade na plataforma carbonática desde o Paleoceno Superior até o Mioceno Médio.

Wolff & Carozzi (1984) detalharam o modelo paleoambiental apresentado por Carozzi *et al.* (1978) ao definirem dois modelos deposicionais para a Formação Amapá. O modelo 1, correspondente ao ciclo I (Paleoceno-Eoceno Inferior) consistiria da justaposição de cinco microfácies, cuja associação seria determinante na definição de ambientes de talude (*slope*), plataforma externa (*outer shelf*), e plataforma interna (*inner shelf*). O modelo deposicional 2, equivalente aos ciclos II, III e IV (Eoceno Médio a Mioceno Médio), compreenderia 17

microfácies, distribuídas nos seguintes ambientes deposicionais: talude (*slope*), calhas (*trough*), ante-banco (*forebank*), banco de algas vermelhas e macroforaminíferos (*red algae and large foraminifer bank*), canal (*channel*), pós-banco (*backbank*) e laguna (*lagoon*).

Wolff & Carozzi (1984) determinaram, para os modelos deposicionais 1 e 2, seqüências de 12 e 13 estágios diagenéticos, respectivamente. No modelo deposicional 1, os seguintes estágios diagenéticos foram estabelecidos pelos autores, em ordem de ocorrência: micritização, sedimentação interna, cimento com borda fibrosa, dissolução seletiva e não seletiva do arcabouço, colapso de envelopes de micrita, cimentação de calcita sintaxial e em mosaico, neomorfismo, dolomitização, cimentação por calcita euhedral, fraturamento, formação de dolomita barroca, cimentação e substituição por anidrita.

Quanto à seqüência diagenética do modelo deposicional 2, os seguintes estágios foram individualizados: micritização e perfuração biogênica, sedimentação interna, cimento com franja fibrosa, solução, dolomitização, solução de dolomita por pressão, fraturamento, formação de calcita sintaxial, cimentação e substituição por barita e anidrita, e formação de dolomita barroca.

Neste modelo diagenético são sugeridos quatro episódios de abaixamento do nível do mar, os quais reforçariam a divisão dos ciclos deposicionais adotada por Wolff & Carozzi (1984). Nestes episódios, a desestabilização do equilíbrio dinâmico existente entre rios e oceanos desencadearia reações no sistema do lençol freático, em proporções equivalentes às respectivas mudanças do nível do mar, e propiciaria intensa circulação de água doce através dos carbonatos ao final de cada ciclo. Estes fatores gerariam porosidade na zona subsaturada e dolomitização na zona de água mista, no contato entre águas continentais e a zona freática marinha.

I.6. Agradecimentos

Ao Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild pela orientação constante e competente ao longo de todo o trabalho e pela sua compreensão e amizade.

Ao Prof. Paulo Tibana pela idéia do trabalho, por suas críticas e sugestões, sempre com elevado grau de exigência.

À PETROBRÁS pelo empréstimo do material que possibilitou este estudo.

Ao Prof. Dr. Kenitiro Suguio pelo seu exemplo de profissionalismo.

Ao Prof. Dr. Jacques Butterlin por seus ensinamentos sobre macroforaminíferos, fundamentais nas análises realizadas.

Ao Prof. Dr. Moysés Gonzalez Tessler pelo incentivo constante e conselhos em momentos difíceis.

Ao Dr. Michel Michaelovitch de Mahiques pelo importante auxílio na realização das análises estatísticas e pela leitura crítica do texto.

À amiga Msc. Wânia Duleba pelo companheirismo, pelas inúmeras discussões e pelo auxílio na montagem deste trabalho.

À Profa. Dra. Beatriz Beck Eichler e ao Prof. Valdenir Veronese Furtado pela amizade e incentivo constante.

Ao Prof. Dr. Setembrino Petri pelo apoio e sugestões importantes.

Ao CNPq (processo nº 202863/86-7 NV) pela concessão da bolsa sanduiche, que possibilitou a realização do estágio na Université Pierre et Marie Curie (Paris).

Ao Prof. Dr. Dan Bosence e a Profa. Dra. Michèle Massieux pelos ensinamentos sobre algas calcárias.

Ao amigo Eduardo Masami Kitahara um agradecimento especial pelas excelentes ampliações fotográficas.

À Marizilda Magno pela competência e esmero na confecção dos desenhos.

Ao Clodoaldo Vieira Tolentino pela ajuda na confecção dos cortes orientados de foraminíferos.

Às amigas Regina Clélia Haddad e Elizabete Pedrão pelo auxílio em várias ocasiões importantes.

Um agradecimento especial à amiga Marilena de Oliveira, sempre presente.

Ao Prof. Gergely A. Szabó pelo uso do fotomicroscópio.

Aos geólogos Vítor Abreu e Cristiano Sombra (PETROBRAS/CENPES/RJ), meus agradecimentos pelo auxílio na liberação e retirada do material junto a PETROBRAS.

Ao Prof. Dr. Paulo Roberto dos Santos pelo auxílio na confecção dos perfis estratigráficos.

Ao Sr. Jaime Souza Marcos pela ampliação das fotografias.

À Carla Bonetti pela ajuda na confecção das tabelas.

À Maria Aparecida Bezerra e à Maristela Prestes Severino pela cuidadosa revisão bibliográfica.

Aos meus pais pelo amor, compreensão e incentivo constante.

Ao João, meu companheiro e melhor amigo, pelo amor e pela extrema paciência.

CAPÍTULO II

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DA FORMAÇÃO AMAPÁ

II.1. Introdução

A Formação Amapá constitui-se, basicamente, de rochas carbonáticas, que se apresentam, por vezes, intercaladas por arenitos, folhelhos, frequentemente carbonáticos, e margas.

O estudo petrográfico teve como objetivo reconhecer e caracterizar os diferentes tipos litológicos na Formação Amapá quanto à textura, composição dos elementos constituintes e estruturas sedimentares. Neste estudo deu-se maior ênfase à caracterização das rochas carbonáticas, tendo em vista o seu amplo predomínio na formação.

II.2. Metodologia

A análise petrográfica constou basicamente da descrição macroscópica de testemunhos de sondagem, e da descrição microscópica de secções delgadas de amostras de testemunho e calha.

Foram descritos, macroscopicamente, 19 testemunhos de sondagem, com comprimentos variáveis entre 2 e 18 m, e que se encontram distribuídos nos poços 2, 4, 5 e 6. Na descrição macroscópica, procurou-se observar variações texturais, estruturas sedimentares (físicas e biogênicas) e componentes biogênicos das rochas. Na análise microscópica, por sua vez, foram descritas aproximadamente 450 lâminas de amostras provenientes de 30 testemunhos de sondagem e 1100 lâminas de amostras de calha.

O intervalo de amostragem variou de 10 a 90 cm nos testemunhos, e de 15 a 30 m entre as amostras de calha. As lâminas delgadas das amostras de testemunho foram analisadas em ordem estratigráfica normal, ao passo que, as secções delgadas do material de calha foram examinadas em ordem inversa, ou seja, do topo para a base da secção colunar do poço. Tal medida

possibilitou reconhecer a contaminação de material proveniente de níveis superiores.

A principal dificuldade encontrada na análise petrográfica foi a determinação de freqüência dos constituintes biogênicos dos carbonatos, em razão da grande diversidade de tamanhos apresentada pelos bioclastos, e pelo fato das secções delgadas exibirem apenas 11,25 cm² de área. Assim sendo, optou-se pela determinação semi-quantitativa da freqüência, através de esquemas de comparação visual apresentados por Flügel (1982), com base na área ocupada pelos bioclastos. A seguinte escala de abundância foi adotada: abundante, com freqüência entre 10 e 50%, comum entre 2 e 10%, e raro inferior a 2%.

Na determinação textural dos carbonatos foi utilizada a classificação de Dunham (1962), modificada por Embry & Klovan (1971, *apud* Flügel, 1982) (Tabela 2). Esta classificação tem como base o tipo de arcabouço apresentado pelas partículas (arcabouços sustentados por lama ou grãos), e o tipo de contato existente entre as partículas. A escolha desta classificação textural baseou-se em sua grande aplicabilidade nos carbonatos Amapá. Contribuiu também para esta escolha, o fato desta classificação poder ser utilizada tanto em descrições macroscópicas como microscópicas de rochas carbonáticas.

Nas descrições microscópicas das rochas carbonáticas observou-se além da textura, a natureza e porcentagem dos grãos aloquímicos (oóides, intraclastos, pelóides e fósseis), matriz (micrita), cimento e grãos siliciclásticos. Foram também identificados os principais processos diagenéticos, tais como, dolomitização, silicificação e recristalização. A partir dessas observações, adicionou-se aos termos estabelecidos por Dunham (1962), alguns adjetivos, como arenosos, glauconíticos, rudáceos (grãos maiores que 2 mm), recristalizados e dolomitizados.

II.3. Análise Petrográfica da Formação Amapá

II.3.1. Rochas Carbonáticas

II.3.1.1. Textura

Há na Formação Amapá um nítido predomínio de rochas sustentadas por grãos (*packstone* e *grainstone*) (Estampa IX, Fotos 1 e 2), ocorrendo, secundariamente, rochas sustentadas por lama (*mudstone* e *wackestone*) (Estampa IX, Fotos 3 e 4). Localmente, são observados *floatstones*, constituídos de grãos maiores, rudáceos, imersos em matriz (micrita); *boundstones*, cujos componentes biogênicos foram cimentados à época da deposição; dolomitos, que chegam a exibir granulometria fina e grãos terrígenos arenosos; e margas, que gradam a folhelhos carbonáticos.

Entre os tipos de calcários identificados, deve-se mencionar a incerteza da presença de *boundstones* nos calcários Amapá, tendo em vista que esta determinação foi baseada apenas em secções delgadas, não se tendo idéia do comportamento lateral deste tipo de rocha. Todavia, a predominância nesses calcários de um único tipo de componente biogênico, no caso de corais, é um forte argumento da formação de bioconstruções por estes elementos biogênicos.

Os calcários *grainstones* são, em geral, rudáceos, com grãos aloquímicos maiores que 2 mm, podendo ser considerados muitas vezes como calcários do tipo *rudstone*, segundo classificação de Dunham (1962), modificada por Embry & Klovan (1971, *apud* Flügel, 1982). Os *grainstones* podem também se apresentar texturalmente finos, gradando a calcários do tipo *packstone*.

Em alguns locais, como no testemunho 6 do poço 6 (entre 5092 e 5074 m de profundidade), a calcita no cimento espático das rochas *grainstones* exibe baixas cores de birrefringência, sendo esta característica petrográfica uma provável indicação do processo de substituição de sulfato por calcita (Paulo Tibana, comunicação oral, 1990).

Não raramente, os *grainstones* estão recristalizados ou dolomitizados, chegando, algumas vezes, a constituir verdadeiros doloespátitos (vide Folk, 1962). Grãos de siliciclásticos, de granulometria areia muito fina a média, ocorrem, por vezes, dispersos em cimento de rochas *grainstones*. Associados aos grãos de siliciclásticos, é comum observar grãos de glauconita, os quais podem ocorrer preenchendo bioclastos.

Os *packstones* exibem, em termos gerais, muitos aspectos petrográficos semelhantes àqueles descritos para as rochas *grainstones*. Diferenciam-se destas, principalmente, quanto aos componentes aloquímicos fósseis. As rochas *packstones* gradam, muitas vezes, a *wackestones*, e não raramente, apresentam grãos de glauconita e de siliciclásticos, com granulometria variável entre silte e areia muito grossa. Processos de recristalização em matriz micrítica e dolomitização são também constatados nos calcários *packstones*.

Os *wackestones* da Formação Amapá são, por vezes, argilosos, podendo também exibir grãos aloquímicos com granulometria superior a 2 mm. Comumente, observa-se nestes carbonatos a ocorrência de grãos siliciclásticos arenosos e grãos de glauconita. A matriz micrítica dos calcários *wackestones* pode se apresentar neomorfizada e com cristais de pirita dispersos. São também freqüentes, nestes calcários, dolomitização, dissolução de grãos e infiltração de lama siliciclástica.

Os calcários *mudstones* são comumente argilosos, podendo se apresentar recristalizados ou dolomitizados. Localmente, são observados cristais de pirita dispersos em matriz micrítica.

II.3.1.2. Grãos Aloquímicos

No estudo petrográfico limitou-se a identificar os grãos aloquímicos fósseis dos carbonatos Amapá em categorias taxonômicas elevadas (divisão, família, subfamília, ou classe), posto que procurava-se, inicialmente, ter uma visão geral do comportamento das rochas carbonáticas ao longo da formação. A descrição detalhada e a classificação a nível de gênero e

espécie dos microfósseis constituintes dessas rochas encontram-se no capítulo seguinte de análise paleontológica (vide capítulo III).

Como já mencionado anteriormente, os calcários Amapá constituem-se essencialmente de macroforaminíferos e algas calcárias. Na base da Formação Amapá (Paleoceno Superior), os grãos aloquímicos fósseis são representados principalmente por algas verdes e macroforaminíferos. Todavia, já no topo da porção basal da formação (Eoceno Médio), há a substituição dessas algas pelas vermelhas, as quais, juntamente com os macroforaminíferos, vão predominar até o final da deposição dos carbonatos (Wolff & Carozzi, 1984; Sousa & Fairchild, 1993).

Tendo em vista a pouca variabilidade de seus componentes biogênicos, a distinção petrográfica dos carbonatos foi dada comumente pela variação morfológica dos morfotipos de algas vermelhas e pela mudança nas associações de macroforaminíferos.

As algas vermelhas da Formação Amapá estão, em sua maioria, enquadradas, na família Corallinaceae, subfamília Melobesioideae ou *coralináceas não geniculadas*. Ocorrem sob três formas distintas, fragmentos menores e maiores que 2 mm, e nódulos. Os fragmentos menores que 2 mm apresentam-se comumente alterados, com diferentes graus de arredondamento e granulometria. Em geral, nos *grainstones* e *packstones* foram observados grãos subarredondados a bem arredondados, e granulometria entre areia muito fina e areia muito grossa. Nos calcários *wackestones*, os grãos de algas vermelhas são subarredondados a arredondados, e variam entre areia fina e média.

Os grãos de algas vermelhas maiores que 2 mm compreendem, em geral, fragmentos de crostas, definidas pela presença de hipotalo (filamentos celulares subhorizontais) e peritalo (filamentos celulares subverticais); e subordinadamente, por ramos e colunas, que crescem a partir das crostas, e caracterizados por uma zona medular central com células alongadas e uma camada cortical externa de células menores (Bosence, 1983b; Wray, 1977) (Estampa 11, Foto 4). Aos nódulos

algáceos, formados por coralináceas dispostas concentricamente, aplicou-se o termo *rodolito*, de acordo com a definição de Bosellini & Ginsburg (1971). Os rodolitos da Formação Amapá apresentam dimensões inferiores a 6,5 cm, e podem ser classificados como rodolitos de crostas concêntricas ou laminados, e rodolitos ramificados abertos ou foliados, segundo esquema apresentado por Bosence (1985, 1991) (Fig.4c e 4d). Gradações entre estes tipos foram, algumas vezes, observadas em um mesmo nódulo.

Apesar dos rodolitos da Formação Amapá não terem sido retirados da matriz, e não terem sido assim visualizados como espécimes soltos, procurou-se, apenas a título de descrição, enquadrá-los, nas formas de crescimento estabelecidas por Bosence (1976), quais sejam elipsoidais, esferoidais e discoidais. Tendo em vista que os rodolitos foram observados somente segundo um único plano, as formas esferoidais e discoidais foram aqui consideradas como circulares. Os nódulos algáceos apresentam-se comumente fragmentados e bioerodidos, exibindo micro e macroperfurações, nas quais é possível observar, algumas vezes, estrutura geopetal.

Os macroforaminíferos ocorrem tanto em espécimes inteiros como em fragmentos. Nos prolóculos, ou seja, na primeira câmara destes organismos, constata-se, normalmente, processos de dissolução, substituição e neomorfismo. Na análise petrográfica, os grandes foraminíferos foram inicialmente identificados a nível de família, de acordo com classificação apresentada por Loeblich & Tappan (1988). Entre os principais macroforaminíferos, tem-se *numulitídeos*, *lepidocyclinídeos*, *helicolepidinídeos*, *miogipsinídeos*, *anfisteginídeos* e *soritídeos*. A distinção entre estes macroforaminíferos é apresentada no capítulo III.

Como grãos aloquímicos fósseis acessórios, por vezes localmente abundantes, ocorrem, pequenos foraminíferos bentônicos (rotalíneos) e planctônicos, foraminíferos incrustantes, corais, ostracodes, outros crustáceos, briozoários, equinodermas (comumente com cimentação sintaxial), moluscos (gastrópodes e pelecípodes), fragmentos vegetais e

tubos de vermes. Foram constatados bioclastos de algas verdes, equinodermas e moluscos com envelopes micritizados.

A exceção dos corais, que formam provavelmente bioacumulações, os componentes bióticos apresentam-se, em sua maioria, como fragmentos ou clastos, formando depósitos de acumulação ou constituindo biocalcarenitos ou biocalcissiltitos (Wolff & Carozzi, 1984).

Como grãos aloquímicos, foram ainda observados, nos carbonatos Amapá, intraclastos de rochas carbonáticas com dimensões variáveis entre 0,6 mm e 1,1 mm, pelóides e oóides com diâmetros entre 0,2 mm e 0,4 mm, tendo como núcleo foraminíferos aglutinantes.

II.3.1.3. Estruturas Sedimentares

As seguintes estruturas sedimentares primárias foram observadas macroscopicamente nos calcários *grainstones* e *packstones*: estrutura maciça, laminação plano-paralela incipiente, granodecrescência ascendente, interlaminação com argila e bioturbação. Os calcários *wackestones* e *mudstones* apresentam-se irregularmente laminados e mosqueados, devido, provavelmente, à intensa atividade de organismos bioturbadores.

II.3.2. Rochas Clásticas

Na classificação das rochas clásticas da Formação Amapá, foi utilizada a proposta por Dott (1964, *apud* Pettijohn *et al.*, 1972), e modificada por Pettijohn *et al.* (1972), que tem como parâmetros principais as porcentagens de quartzo, feldspato e fragmentos de rochas.

A ocorrência de rochas siliciclásticas na formação, se restringe a raras e relativamente pouco espessas (alguns metros) camadas de quartzo arenitos muito finos a médios, carbonáticos e glauconíticos, e folhelhos, predominantemente carbonáticos.

II.4 Descrição Petrográfica das Rochas Carbonáticas e Clásticas

A análise petrográfica das rochas da Formação Amapá, em cada um dos poços, possibilitou compreender a variabilidade textural e composicional das rochas carbonáticas ao longo da formação. Além da compreensão do comportamento vertical dos carbonatos, procurou-se, com esse estudo petrográfico, compreender a distribuição lateral dos carbonatos e das rochas siliciclásticas na bacia.

É evidente na Formação Amapá, a variabilidade em termos de composição biótica apresentada pelos carbonatos. Esta variabilidade é marcada primordialmente pelos diferentes tipos de macroforaminíferos e de nódulos de algas vermelhas. De maneira geral, estes elementos biogênicos foram, ao longo do Terciário, se adaptando aos diferentes nichos ecológicos, tendo-se refletido esta adaptação em sua morfologia.

Em termos gerais, a base da Formação Amapá é caracterizada pela ocorrência de *grainstones* e/ou *packstones*, constituídos de numulitídeos, e intercalados por *grainstones* e/ou *packstones*, compostos de algas verdes e/ou oóides e/ou numulitídeos. Sotopostos a estes calcários, na porção média da formação, ocorrem *grainstones* e/ou *packstones*, caracterizados pela presença de coralináceas crustosas e articuladas, numulitídeos, lepidociclinídeos e helicolepidinídeos. Rumo ao topo da porção média da formação, os macroforaminíferos passam a ser representados por miogipsinídeos, sendo estes substituídos no topo da formação por anfisteginídeos e soritídeos.

A estes calcários sustentados por grãos, intercalam-se, ao longo da formação, folhelhos carbonáticos, *wackestones* ou *mudstones* compostos essencialmente de foraminíferos planctônicos e/ou fragmentos de algas vermelhas e/ou macroforaminíferos grandes e planos.

Além da mudança na composição biótica dos carbonatos, ao longo da Formação Amapá, é também notória a variação de espessura da formação nos poços analisados. A espessura máxima (em torno de 3000m) foi constatada no poço 6, localizado próximo

da borda da plataforma, observando-se uma drástica redução nos poços do extremo noroeste da plataforma, situados nas proximidades da Bacia de Cassiporé.

A fim de facilitar a descrição petrográfica dos poços, e melhor demonstrar o comportamento vertical dos diferentes tipos de rochas carbonáticas e das rochas siliciclásticas, adotou-se dividir a seção da Formação Amapá, em cada um dos poços, em terços inferior, médio e superior.

II.4.1. Poço 1

Situado na porção oeste da plataforma carbonática, próximo à Plataforma Amapá, o poço 1 exhibe seção colunar de 2565 m de sedimentos da Formação Amapá (Fig. 5). A seção inicia-se a aproximadamente 3890 m de profundidade, e caracteriza-se em sua porção basal (3790 m a 3504 m de profundidade) pela presença de *grainstones* intercalados com *packstones*, e camadas de arenito muito fino, glauconítico, cimentado por calcita espática (cimentação poiquilotópica), que chegam a atingir algumas dezenas de metros de espessura.

Os *grainstones* apresentam, em sua maioria, granulometria fina, gradando, por vezes, a *packstones*. Não raramente, estas rochas estão dolomitizadas, podendo também exibir grãos de glauconita e quartzo, do tamanho de areia fina. Grãos de oóide, com diâmetros variáveis entre 0,65 a 0,9 mm, e núcleos de textularíneos, são abundantes entre 3585 m e 3603 m de profundidade.

Os *grainstones* e *packstones* constituem-se, predominantemente, de fragmentos de macroforaminíferos (numulitídeos), passando a apresentar, na porção média da base da seção colunar (3504 m a 3219 m de profundidade), algas verdes e, por vezes, algas vermelhas, oóides, macroforaminíferos (anfisteginídeos) e intraclastos de rochas carbonáticas, que chegam a atingir tamanhos de 0,9 mm.

As algas verdes ocorrem comumente recristalizadas, enquanto as algas vermelhas apresentam-se como grãos bem arredondados e alterados. Além dos oóides concêntricos exibirem

como núcleo textularíneos, Wolff & Carozzi (1984) constataram também a ocorrência de algas verdes, fragmentos de macroforaminíferos, pequenos foraminíferos porcelânicos, moluscos, equinodermas e grãos de quartzo, como núcleos desses oóides.

Aos *grainstones* presentes no intervalo entre 3475 m e 3423 m de profundidade sobrepõem-se aparentemente *wackestones* arenosos, tendo como grãos aloquímicos, fragmentos desgastados de algas vermelhas, ostracodes e briozoários.

Rumo ao topo da porção basal (3219 m a 2934 m de profundidade), os *grainstones* passam a se constituir de fragmentos de algas vermelhas, testas de pequenos foraminíferos hialinos bentônicos e macroforaminíferos (helicolepidinídeos, lepidociclinídeos e numulitídeos). Intercalam-se com *packstones*, *grainstones* finos arenosos e glauconíticos (intervalos de 3147 m a 3150 m, 3072 m a 3075 m, 3042 m a 3045 m, e 2952 m a 2955 m de profundidade), e quartzo arenitos finos a médios, glauconíticos e cimentados por calcita poiquilotópica (2997 m a 3000 m de profundidade). Tanto nos *grainstones* como nos *packstones*, os grãos de algas vermelhas ocorrem, não raramente, desgastados, e os grandes foraminíferos encontram-se fragmentados e/ou como espécimes inteiros (Fig.5).

A exemplo da porção basal, *grainstones* finos, recristalizados, dolomitizados, gradando a *packstones*, caracterizam o terço médio da seção colunar do poço 1 (intervalo entre 2934 m e 2079 m de profundidade). Ocorrem intercalados a *packstones*, *wackestones/mudstones* (2166 m a 2169 m, 2214 m a 2217 m, e provavelmente a 2250m, 2760 m a 2775 m, e 2825 m de profundidade), às vezes, recristalizados, e folhelhos carbonáticos (intervalo entre 2425 m e 2450 m, 2505 m e 2550 m, e provavelmente entre 2380 m e 2405 m de profundidade).

Variações na composição dos carbonatos foram detectadas ao longo da porção média da seção colunar. A base desta porção (2934 m a 2649 m de profundidade) constitui-se notadamente por *grainstones*, compostos semelhantemente aos *grainstones* observados no topo do terço inferior da seção colunar. Além das

intercalações de *wackestones/mudstones*, os *grainstones* da base do terço médio da seção parecem ocorrer intercalados por arenitos muito finos glauconíticos (aproximadamente a 2860 m de profundidade) (Fig.5).

Entre 2649 m e 2364 m de profundidade, os *grainstones* passam a ser formados notadamente por algas vermelhas. No intervalo entre 2550 m e 2364 m de profundidade, essas rochas estão intercaladas a *packstones*, e notadamente, folhelhos carbonáticos. As primeiras têm equinodermas como componentes principais, ao passo que nos folhelhos predominam os foraminíferos planctônicos como grãos aloquímicos fósseis. Localmente, são observados *grainstones* ricos em corais, que poderiam constituir bioconstruções (*boundstones*).

No intervalo entre 2364 m e 2079 m de profundidade, as algas vermelhas persistem como principais elementos componentes dos *grainstones* e *packstones*, ocorrendo como fragmentos maiores e menores. A estas algas associam-se, em geral, anfiesteginídeos e/ou miogipsinídeos e/ou numulitídeos. Essas rochas sustentadas por grãos apresentam-se intercaladas por *wackestones*, cujos componentes aloquímicos são representados por equinodermas e foraminíferos planctônicos, ou fragmentos pequenos de algas vermelhas. Aparentemente, ocorrem também *grainstones* glauconíticos no intervalo compreendido, aproximadamente, entre 2250 m e 2360 m de profundidade.

O terço superior da seção colunar do poço 1 (2079 m a 1224 m de profundidade) é representado por intercalações de *grainstone*, *packstone*, *wackestone* e *mudstone*, com frequentes gradações entre si. Os *grainstones* exibem, algumas vezes, granulometria fina, grãos de quartzo, chegando a constituir, em alguns níveis, arenitos carbonáticos. Os *packstones* podem se apresentar recristalizados e rudáceos. Processos de recristalização foram também observados em níveis de *wackestone*.

Os *grainstones* e *packstones* apresentam-se, em geral, na porção superior da seção colunar (entre 2079 m e 1224 m de profundidade), compostos de algas vermelhas e dos macroforaminíferos, miogipsinídeos, anfiesteginídeos, soritídeos

e, mais raramente, lepidociclinídeos. Entre as profundidades de 2079 m e 1794 m, os *grainstones* e *packstones* apresentam-se comumente intercalados por *grainstones* finos, arenosos, glauconíticos e ricos em foraminíferos planctônicos (profundidades de 1872/1875 m e 1947/1950 m), e por *mudstones* ou *wackestones* recristalizados, com fragmentos de crostas de algas vermelhas associados a equinodermas (profundidade de 1815/1818 m), com fragmentos pequenos de algas vermelhas (profundidade de 1845/1848 m), e com fragmentos de algas vermelhas associados a anisteginídeos e foraminíferos planctônicos.

A partir de 1770 m de profundidade, os miogipsinídeos desaparecem, passando a predominar nos calcários com arcabouços sustentados por grãos, a associação de anisteginídeos e soritídeos. Os *grainstones* e *packstones* apresentam-se intercalados por *wackestones*, cujos componentes aloquímicos fósseis são representados ora por fragmentos de algas vermelhas e equinodermas (profundidade de 1725/1728 m), e ora por fragmentos de algas vermelhas, pelecípodas e anisteginídeos (profundidade de 1536/1539 m).

Na porção superior da seção colunar do poço 1 (entre 1224 m e 1509 m de profundidade), os soritídeos desaparecem, passando a ocorrer assim nos *grainstones* e *packstones* anisteginídeos associados a fragmentos pequenos e/ou fragmentos de crostas de algas vermelhas, moluscos e foraminíferos incrustantes, entre outros. Neste intervalo, os calcários sustentados por lama são aparentemente raros.

II.4.2. Poço 2

No poço 2, localizado na porção centro-sul da plataforma carbonática, a 36 km a leste do poço 1, os carbonatos Amapá exibem espessura da ordem de 2530m, e estão compreendidos entre 4600 m e 2070 m de profundidade aproximadamente (Fig.6). A porção basal e a base do terço médio do poço não puderam ser descritas, devido a indisponibilidade de lâminas para estudo.

No terço inferior da seção foram descritos somente dois testemunhos de sondagem (#6 e #5) (Figs.7 e 8). O testemunho 6,

coletado entre 4527,80 e 4510,20m de profundidade, compreende 18m de sedimentos, representados, essencialmente, por *packstones* rudáceos, com raras intercalações de *grainstones* rudáceos.

Os calcários *packstones*, em geral, rudáceos, constituem-se, principalmente, de algas vermelhas (fragmentos, crostas e rodolitos), e são localmente abundantes em foraminíferos incrustantes (acervulinídeos) (Estampa 1, Fotos 1 a 4). Os rodolitos exibem diâmetros entre 3 e 5 cm, formas circulares a elipsoidais, e crostas dispostas concentricamente. Localmente, foram observados rodolitos ramificados abertos (Estampa 1, Fotos 1 e 3). Os calcários apresentam-se frequentemente bioturbados, interlaminados com argila, passando rumo ao topo a exibir laminação plano-paralela incipiente e estrutura maciça.

No testemunho #6, principalmente em sua porção superior, observa-se carbonatos com granodecrescência ascendente. As gradações iniciam-se com níveis constituídos essencialmente de rodolitos, os quais são sucedidos por carbonatos onde predominam fragmentos de algas vermelhas. A base dos níveis de rodolitos é marcada pela ocorrência de estilólitos (Estampa 1, Fotos 1 e 4). Essas gradações são cíclicas e se repetem ao longo do testemunho.

O testemunho #5, situado entre 4010 m e 3994,30 m de profundidade, representa aproximadamente 16m de sedimentos carbonáticos (Fig.8) (Estampa 2, Fotos 1 a 4). Constitui-se de *packstones* intercalados com *grainstones*, ambos rudáceos, e tendo como grãos aloquímicos fósseis principais algas vermelhas (fragmentos e rodolitos), foraminíferos incrustantes (cimbaloporídeos) e macroforaminíferos (numulitídeos, helicolepidinídeos e, notadamente, lepidociclinídeos).

Os rodolitos ocorrem dispersos ao longo de todo o testemunho, observando-se camadas de acumulação destes nódulos na base e no topo da seção colunar, todavia sua transição para níveis granulometricamente mais finos não é muito nítida (Estampa 2, Foto 1). Os nódulos de algas vermelhas são predominantemente laminados e exibem diâmetros não superiores a 3 cm, formas circulares e elípticas. São também observadas,

formas concêntricas ramificadas que gradam a ramificadas radiais, de acordo com terminologia de Bosence (1991) (Estampa 2, Foto 3). É também comum a ocorrência de rodolitos formados de crostas fracamente ligadas.

A base do terço médio da seção colunar do poço 2 é registrada no testemunho #4, localizado entre 3540 e 3533,60 m de profundidade (Estampa 3, Fotos 1 a 3). Tal testemunho constitui-se de intercalações de *grainstone* rudáceo ou *rudstone*, *packstone*, *wackestone*, *mudstone* e folhelho carbonático, estes dois últimos predominantes na porção superior do testemunho (Fig.9). Os calcários apresentam-se frequentemente dolomitizados, e algumas vezes laminados irregularmente.

Os *grainstones* rudáceos compõem-se, essencialmente, de fragmentos de corais. Por outro lado, os calcários *packstone*, não raramente rudáceos, e areno-siltosos, têm como elementos principais fragmentos de algas vermelhas, e como componentes acessórios crostas ramificadas delicadas, macroforaminíferos (lepidociclinídeos, anfisteginídeos), foraminíferos incrustantes e planctônicos, pequenos foraminíferos bentônicos, ostracodes, outros crustáceos, briozoários, corais e equinodermas. Os *wackestones* exibem composição semelhantes aos *packstones*.

Ao testemunho #4 sobrepõem-se intercalações de arenito muito fino, carbonático e glauconítico, folhelhos carbonáticos e *grainstones* finos arenosos, ricos em foraminíferos planctônicos, e por vezes, grãos desgastados de algas vermelhas. Os calcários *grainstones* gradam constantemente a *packstones* arenosos finos, recristalizados e dolomitizados, constituídos de algas vermelhas, foraminíferos planctônicos e lepidociclinídeos retrabalhados.

Entre 3425 e 3300 m de profundidade, há aparentemente predominância de *packstones* ou *wackestones* recristalizados e *grainstones*, não raramente, recristalizados, dolomitizados e rudáceos. Esses calcários compõem-se fundamentalmente de fragmentos de crostas e fragmentos pequenos e desgastados de algas vermelhas.

A partir de 3300m, observa-se nítida mudança na composição dos carbonatos, que passam a ser representados por *grainstones* rudáceos a *rudstones* de algas vermelhas (fragmentos pequenos e crostas) e numulitídeos. Estes calcários, às vezes, glauconíticos (profundidade de 3228/3231 m) intercalam-se em *wackestones* ou *packstones*, constituídos principalmente de fragmentos de algas vermelhas.

Tais tipos de calcários persistem na parte superior do terço médio da seção colunar, até a profundidade de 3048/3051 m de profundidade, quando passam a predominar calcários *wackestones* com algumas intercalações de carbonatos com arcabouços sustentados por grãos, a exemplo do que se observa no testemunho #3 (intervalo entre 3031,90 e 3014,10 m de profundidade). Neste testemunho, os *wackestones* rudáceos, algumas vezes recristalizados e bioturbados, estão intercalados por finas camadas de *packstone* rudáceo. Constituem-se de fragmentos de corais, fragmentos de algas vermelhas, que incluem crostas com aspecto foliado, moluscos (gastrópodes, pelecípodes), macroforaminíferos (soritídeos e, raramente, numulitídeos) e pequenos foraminíferos aglutinantes e porcelânicos (Fig.10) (Estampa 3, Foto 4).

Esses calcários persistem até o terço superior da coluna sedimentar do poço 2, passando a ocorrer rumo ao topo da seção (desde 2850 m de profundidade aproximadamente), *packstones*, em sua maioria, rudáceos, e formados principalmente por algas vermelhas (fragmentos, crostas) e macroforaminíferos, representados por anfisteginídeos e/ou miogipsinídeos e/ou soritídeos, e raramente, algas verdes. A partir de cerca de 2376m de profundidade, os miogipsinídeos desaparecem, ocorrendo somente os anfisteginídeos. Os *packstones* estão intercalados por *mudstones* ou *wackestones*, onde se observam fragmentos mal preservados de algas vermelhas, moluscos, soritídeos e, localmente, corais. Intercalações de *packstones* arenosos e glauconíticos foram observadas a 2643/2646 m de profundidade.

Dois testemunhos de sondagem (#2 e #1) foram coletados na porção superior da coluna sedimentar representada no poço 2. A seção visualizada no testemunho #2 exhibe apenas 1,70m de

sedimentos carbonáticos (2406,80 a 2405,10 m de profundidade), representados por *wackestones* rudáceos, bioturbados e recristalizados (Fig.11). Compõem-se, de maneira geral, de moluscos, soritídeos, pequenos foraminíferos bentônicos, equinodermas e algas vermelhas, sob a forma de fragmentos ou crostas, às vezes com aspecto foliado, e que chegam a constituir rodolitos. Estes nódulos são formados predominantemente por crostas concêntricas e bioerodidas, tendo como núcleos, algumas vezes, fragmentos de corais. No testemunho #2, é comum observar dissolução de grãos e infiltração de lama (Estampa 4, Fotos 1 e 2).

Por sua vez, o testemunho #1, com seção colunar de 17,10 m (2101,60 a 2084,50 m de profundidade), caracteriza-se pela presença de *packstones* rudáceos ou *rudstones* com rodolitos de algas vermelhas, e interlaminados com argila (Fig.12). Os rodolitos, com diâmetros entre 1 e 6 cm, ocorrem imersos em matriz de fragmentos de algas vermelhas, anfisteginídeos, briozoários, equinodermas e crustáceos. Apresentam formas predominantemente circulares e elipsoidais e constituem-se de crostas concêntricas e ramificadas, bioerodidas, às quais se associam normalmente foraminíferos incrustantes (Estampa 4, Fotos 3 e 4).

II.4.3. Poço 3

O poço 3 situa-se na região central da plataforma carbonática, a aproximadamente 40 km a leste do poço 2. A seção colunar da Formação Amapá apresentada neste poço inicia-se por volta de 4810 m de profundidade, e exhibe aproximadamente 2910m de carbonatos (Fig.13). O terço inferior (entre 4810 e 3847m de profundidade) caracteriza-se por intercalações de *grainstones*, *packstones* e *wackestones*.

Na parte basal do terço inferior da seção, ou seja, no intervalo de 4810 e 4485m de profundidade, os *grainstones* são freqüentemente rudáceos, podendo também exhibir granulometria fina, gradando, muitas vezes, a *packstones*. Compõem-se de algas vermelhas (fragmentos, crostas e rodolitos), foraminíferos

incrustantes, e dos macroforaminíferos, discociclinídeos, helicolepidinídeos e lepidociclinídeos.

Conforme observado nos testemunhos #5 e #4, coletados, respectivamente, nos intervalos de 4624/4629 m e 4570,7/4575,9 m, os fragmentos de algas apresentam-se bem arredondados a arredondados, e exibem granulometria desde areia muito fina a areia muito grossa. Os rodolitos são formados por crostas de arcabouço delicado, e apresentam-se bioerodidos, com perfurações preenchidas por micrita e/ou calcita espática. Os carbonatos destes testemunhos assemelham-se em textura e composição aos carbonatos do testemunho #5 do poço 2.

Aparentemente, são raras as intercalações de *wackestones* na porção basal do poço 3. Nessas rochas, observou-se a associação de ostracodes e prováveis numulitídeos (4722 m de profundidade), ou fragmentos pequenos e mal preservados de algas vermelhas (4545 m de profundidade).

No intervalo de 4485 m a 4168 m de profundidade, os *grainstones* e *packstones* exibem basicamente a mesma composição da porção basal, passando a apresentar em alguns níveis, numulitídeos, miliolíneos. Os fragmentos de algas vermelhas são normalmente arredondados a bem arredondados e exibem granulometria entre areia muito fina e areia muito grossa. Localmente, estes calcários apresentam-se rudáceos e parcialmente dolomitizados. As intercalações de *wackestones* se tornam mais freqüentes, sendo estes calcários comumente argilosos, dolomitizados e recristalizados. Constituem-se de fragmentos de algas vermelhas, algumas vezes mal preservadas, subarredondados a arredondados e de granulometria variável entre areia fina a média.

Na porção superior do terço inferior (4168 m a 3847 m de profundidade), os calcários sustentados por grãos apresentam-se intensamente intercalados por *wackestones*. Os *grainstones* e *packstones*, caracterizam-se tanto pelos macroforaminíferos e algas vermelhas, mencionados acima, como também apresentam soritídeos e corais, sendo estes últimos localmente abundantes (4080/4083 m de profundidade). Os fragmentos de algas vermelhas

são subarredondados a bem arredondados e de granulometria variável entre areia muito fina e areia muito grossa. Entre 3846 m e 3921 m de profundidade, constatou-se *packstones* arenosos e glauconíticos ricos, por vezes, em foraminíferos planctônicos.

Calcários com arcabouços sustentados por grãos, arenosos e glauconíticos foram também observados no testemunho #2, situado entre 3920,40 e 3915,20 m de profundidade. Neste testemunho, *grainstones* arenosos e glauconíticos apresentam-se intercalados por quartzo arenito fino a muito fino carbonático, rudáceo e glauconítico. Destaca-se neste testemunho a ocorrência de bioclastos oxidados e bioclastos preenchidos por glauconita (Fig.14).

Os grãos de quartzo nos arenitos são predominantemente angulares a subangulares. Os componentes biogênicos são representados, principalmente, por fragmentos de algas vermelhas, bem arredondados a angulares. Subordinadamente, ocorrem equinodermas, pequenos foraminíferos bentônicos e planctônicos, e crustáceos. Na fração acima de 2 mm, ocorrem lepidociclinídeos, com dimensões de até 1cm de diâmetro, e briozoários.

A base do terço médio do poço 3 (3846 m a 3526 m de profundidade) é marcada pela ocorrência expressiva de calcários *wackestones* e *mudstones*, ambos freqüentemente recristalizados, e cujos elementos biogênicos principais são representados por fragmentos pequenos de algas vermelhas, fragmentos de corais e equinodermas. No testemunho #1, coletado entre 3543,90 e 3538,10 m de profundidade, ocorrem *wackestones* intercalados por *mudstones*, que se assemelham em composição biótica aos carbonatos do testemunho #4 do poço 2. Os fragmentos de corais estão associados a lepidociclinídeos com diâmetros de aproximadamente 1 cm, observando-se também nesses calcários, calcita espática com cores de birrefringência baixas (Fig.15).

Os *wackestones* e *mudstones* da base do terço médio apresentam-se intercalados por *grainstones*, onde se observam fragmentos pequenos de algas vermelhas associados a

lepidociclinídeos; e por *packstones* arenosos e glauconíticos, que têm como constituintes principais fragmentos maiores e menores que 2 mm de algas vermelhas e numulitídeos (3792/3795 m de profundidade).

No intervalo situado entre 3526 m e 3205 m de profundidade, os *grainstones* e *packstones* passam a ser constituídos principalmente de numulitídeos e algas vermelhas (fragmentos pequenos e/ou crostas). Localmente, associam-se a esses elementos biogênicos foraminíferos planctônicos (3522/3525 m, 3432/3435 m de profundidade). Esses carbonatos ocorrem intercalados por níveis de *wackestones/mudstones*, em geral, recristalizados, e compostos principalmente de fragmentos menores que 2 mm de algas vermelhas e pelecípodas. *Wackestones* arenosos e glauconíticos foram observados a 3234/3237 m e 3216/3219 m de profundidade.

A porção superior do terço médio da seção do poço 3 (entre 3205 m e 2884 m de profundidade) inicia-se por *packstones* rudáceos ricos em algas vermelhas (fragmentos pequenos e crostas) e numulitídeos, semelhantes àqueles descritos no intervalo anterior. Sobrepoem-se a estes calcários, *grainstones* e *packstones*, por vezes arenosos (3000/3003 m, 3039/3042 m de profundidade) e glauconíticos (3093/3096 m de profundidade), onde se observam fundamentalmente fragmentos pequenos e crostas de algas vermelhas associados a soritídeos e/ou miogipsinídeos e/ou anfisteginídeos.

A partir de 2989 m de profundidade, rumo ao topo da seção colunar, passam a predominar *packstones* ou *grainstones* finos arenosos, freqüentemente glauconíticos, ricos em foraminíferos planctônicos, e em macroforaminíferos (numulitídeos, anfisteginídeos). Estes calcários estão intercalados por arenitos finos carbonáticos, também comumente glauconíticos, *mudstones* e *wackestones* arenosos e glauconíticos, com composição biótica semelhante aos *grainstones*. Aparentemente, estas intercalações tornam-se progressivamente mais freqüentes em direção ao topo da seção do poço 3.

II.4.4. Poço 4

O poço 4 está localizado no extremo leste do transecto I, a cerca de 25 Km do poço 3. A base da Formação Amapá nesse poço situa-se a 4710 m de profundidade, e sua espessura é de aproximadamente 1830m (Fig.16).

A base do terço inferior da seção colunar deste poço (4710 m a 4507m de profundidade) não foi descrita face à impossibilidade de obtenção de lâminas delgadas. A caracterização petrográfica deste intervalo restringe-se a seções delgadas de um testemunho de sondagem (testemunho #4) coletado entre as profundidades 4701,90 m e 4693,00 m (Fig.17).

O testemunho #4 caracteriza-se basicamente por *packstones* rudáceos ou *rudstones/grainstones*, laminados incipientemente e bioturbados (Estampa 5, Fotos 1 e 2). Estes calcários constituem-se principalmente de lepidociclinídeos, e algas vermelhas, em forma de fragmentos pequenos (menores que 2 mm) e crostas, dispostas concetricamente, constituindo rodolitos. Estes grãos aloquímicos apresentam-se cimentados por calcita espática, cujas cores de birrefringência baixas seria indicativa da ocorrência de processo de substituição de sulfato (provavelmente anidrita) por calcita (Paulo Tibana, comunicação oral, 1990).

Os rodolitos são preferencialmente circulares e formados de crostas concêntricas, não raramente bioerodidas, e com estrutura geopetal nas macrop perfurações. Os núcleos dos rodolitos apresentam-se, não raramente, preenchidos por micrita, fragmentos de algas vermelhas, moluscos, pequenos foraminíferos bentônicos e planctônicos.

A composição biótica dos carbonatos e sua distribuição sedimentológica no testemunho #4 são muito semelhantes às observadas nos testemunhos #6 e #5 do poço 2. Os rodolitos, com diâmetros entre 2,0 e 3,5 cm, estão dispersos ao longo de todo o testemunho, podendo também ocorrer concentrados em camadas (Estampa 5, Foto 2).

A semelhança do testemunho #6 do poço 2, observa-se no testemunho # 4 uma granodecrescência ascendente. Os níveis ricos em rodolitos gradam a carbonatos mais finos, principalmente por fragmentos pequenos de algas vermelhas. Estilólitos são observados nos níveis constituídos principalmente por rodolitos (Estampa 5, Foto 1)

O terço inferior da seção do poço 4, no intervalo compreendido entre 4500m e 4304 m de profundidade, é caracterizado por intercalações de *grainstones*, rudáceos, *packstones* e *wackestones*. Estes carbonatos apresentam-se comumente dolomitizados, chegando a ocorrer doloespatitos (4485 m de profundidade). Os *grainstones* e *packstones* são compostos de fragmentos pequenos e crostas de algas vermelhas e macroforaminíferos (helicolepidinídeos, lepidociclinídeos). Por sua vez, os *wackestones* constituem-se de algas vermelhas e/ou numulitídeos.

Em níveis sotopostos, a partir de 4362 m de profundidade, desaparecem os helicolepidinídeos e há significativo aumento de numulitídeos, que passam juntamente com os lepidociclinídeos e algas vermelhas a constituir *grainstones* rudáceos e doloespatitos. A esses podem ocorrer intercalações de *wackestones* com fragmentos de algas vermelhas. Rumo ao topo do terço inferior da seção colunar, constata-se uma drástica diminuição de numulitídeos, passando os *grainstones* a serem compostos principalmente de algas vermelhas e lepidociclinídeos.

Tais *grainstones* persistem ao longo de toda a porção inferior do terço médio da coluna sedimentar (4100 m a 3897 m de profundidade). O topo deste intervalo é marcado pela ocorrência do testemunho #3, o qual é sobreposto por *mudstone/wackestone*.

Esse testemunho, situado entre 3956,50 m e 3948,20m de profundidade caracteriza-se, da base à profundidade de 3953,70 m, por intercalações de *grainstones*, *packstones* e *wackestones* (Fig.18). A partir desta profundidade, até o topo do testemunho, predominam calcários *packstones*. Os carbonatos são, em sua maioria, rudáceos, podendo ser considerados como *rudstones*, e apresentando-se laminados incipientemente, em

decorrência provavelmente da intensa bioturbação. A base do testemunho é marcada pela ocorrência de *grainstones* e fragmentos de algas vermelhas e algas verdes, que passam gradualmente a *wackestones* e briozoários. *Grainstones* rudáceos com algas vermelhas e briozoários, muito bioturbados, ocorrem até aproximadamente a profundidade de 3954,50 m (Estampa 5, Foto 3).

A partir dessa profundidade, rumo ao topo do testemunho, os *grainstones* e *packstones* passam a ser constituídos de algas vermelhas e lepidociclinídeos. São também constatados, níveis de acúmulo de lepidociclinídeos grandes e planos, com diâmetros de até 5 cm, e orientados algumas vezes segundo o acamamento (Estampa 5, Foto 4). Associam-se a outros macroforaminíferos (numulitídeos), briozoários e crustáceos, que compõem a fração grossa, e exibem em sua fração fina, miliolíneos oxidados, pequenos foraminíferos bentônicos e planctônicos, pequenos briozoários, moluscos, e fragmentos de macroforaminíferos (Fig.18).

No intervalo compreendido entre 3897 m e 3694 m de profundidade da seção do poço 4, persistem os *grainstones* e *packstones* com fragmentos pequenos e crostas de algas vermelhas, e lepidociclinídeos, exibindo localmente os macroforaminíferos anfisteginídeos e corais. Podem se apresentar rudáceos e/ou arenosos e/ou glauconíticos e/ou recristalizados, e intercalados por *wackestones/mudstones* e foraminíferos planctônicos (3747 m de profundidade).

Por sua vez, a parte superior do terço médio (3694 m a 3490 m de profundidade) caracteriza-se por *wackestones* recristalizados, intercalados por *packstones/grainstones*. Os *wackestones* compõem-se de fragmentos de algas vermelhas mal preservadas e/ou foraminíferos planctônicos, pequenos foraminíferos porcelânicos, moluscos e macroforaminíferos (anfisteginídeos e lepidociclinídeos). Por outro lado, os *packstones* têm como elementos biogênicos principais, algas vermelhas em fragmentos, lepidociclinídeos, numulitídeos, e localmente, corais.

A base do terço superior da seção colunar do poço 4 (intervalo compreendido entre 3490 m e 3287 m de profundidade) é evidenciada pela ocorrência expressiva de *grainstones* a numulitídeos, em sua maioria, dolomitizados. Estes macroforaminíferos associam-se, freqüentemente, a fragmentos pequenos de algas vermelhas e/ou crostas, que constituem rodolitos, a exemplo do que se observa no testemunho #2, situado entre 3450,50 m e 3444,40 m de profundidade (Fig.19).

Nesse testemunho, observam-se *rudstones* dolomitizados, por vezes laminados, e formados, em sua fração grossa, de numulitídeos e rodolitos, e secundariamente, de lepidociclinídeos. Os rodolitos são circulares a elipsoidais, com diâmetros não superiores a 4,0 cm, e crostas dispostas concentricamente (Estampa 6, Foto 1). Não raramente, estes nódulos estão fragmentados e bioerodidos (Estampa 6, Foto 2), exibindo micro e/ou macroperfurações, por vezes com estrutura geopetal. Apresentam-se, às vezes, preenchidos por micrita ou calcita espática, briozoários, moluscos, fragmentos de algas vermelhas, equinodermas e foraminíferos planctônicos.

Aos *grainstones* do terço superior do poço 4, intercalam-se *wackestones* ou *mudstones* parcialmente dolomitizados, que têm como grãos aloquímicos fósseis fragmentos mal preservados de algas vermelhas e foraminíferos planctônicos.

Sobrepondo-se à base do terço superior, há uma aparente predominância de *wackestones* recristalizados, compostos de fragmentos de algas vermelhas, ostracodes, equinodermas, moluscos, e pelóides, que gradam frequentemente a *grainstones*. Estes *wackestones* ocorrem intercalados por níveis ricos em corais (prováveis *boundstones*), conforme se observa no testemunho #1, situado entre 3189,90 e 3181,60 m de profundidade (Fig.20). Os corais podem ocorrer associados a algas vermelhas sob as formas de fragmentos pequenos, fragmentos de crostas e rodolitos. Algumas vezes, os corais chegam a constituir os núcleos dos rodolitos (Estampa 8, Fotos 3 e 4).

Sotopondo-se ao testemunho #1, ocorrem intercalações de *packstones/wackestones* com fragmentos pequenos e crostas de

algas vermelhas e foraminíferos planctônicos, e *grainstones*, glauconíticos com fragmentos de algas vermelhas e numulitídeos. Nas profundidades de 3145 m e 3115m, constatou-se a ocorrência de *packstones* arenosos ricos em foraminíferos planctônicos, e *wackestones/mudstones* arenosos e glauconíticos.

A partir de 3100 m de profundidade, rumo ao topo da seção do poço 4, os *packstones* ou *grainstones* passam a exibir fragmentos pequenos e crostas de algas vermelhas associados aos macroforaminíferos, anfisteginídeos e miogipsinídeos, ocorrendo também algumas vezes pequenos foraminíferos porcelânicos, macroforaminíferos porcelânicos (soritídeos) e algas verdes. Estes carbonatos encontram-se intercalados por *wackestones/mudstones* parcialmente recristalizados e glauconíticos.

II.4.5. Poço 5

Situado na porção noroeste da plataforma carbonática Amapá, e fazendo parte do transecto II, o poço 5 exibe uma seção de carbonatos com espessura da ordem de 1900 m (Figs.21).

Os carbonatos Amapá iniciam-se nesse poço a aproximadamente 3530 m de profundidade, e caracterizam-se por intercalações de marga ou folhelho carbonático e *grainstones* ou *packstones* frequentemente dolomitizados, formados de fragmentos de algas vermelhas, anfisteginídeos e numulitídeos, ou fragmentos de algas vermelhas, pequenos foraminíferos bentônicos (rotalídeos) e numulitídeos.

A partir de 3255 m até aproximadamente 3050 m de profundidade, instala-se uma biota bem diferenciada, representada notadamente por algas verdes e pequenos foraminíferos porcelânicos em *grainstones* ou *packstones* dolomitizados, que se intercalam com níveis totalmente dolomitizados (doloespátitos) (Fig.21).

No testemunho #4, situado entre 3110 e 3092 m de profundidade, encontra-se bem evidenciada a ocorrência de *grainstones* ou *packstones* a algas verdes, rudáceos, dolomitizados, bioturbados e laminados irregularmente (Fig.22)

(Estampa 7, Fotos 1 e 2). Nestes calcários, a fração grossa é constituída pelas algas verdes, e a fração fina por raros fragmentos de algas vermelhas, pequenos foraminíferos aglutinantes, porcelânicos, hialinos, moluscos, briozoários, equinodermas com cimentação sintaxial, e intraclastos de antigas rochas carbonáticas. Alguns dos bioclastos, como as algas verdes, equinodermas e moluscos, podem apresentar envelopes micríticos. Foram também observados bioclastos de equinodermas com envelopes oolíticos superficiais.

Tais calcários persistem, com pequenas alterações, até aproximadamente a profundidade de 3027 m onde, segundo os registros petrográficos disponíveis, ocorrem *packstones* a macroforaminíferos (anfisteginídeos, helicolepidinídeos), pequenos foraminíferos bentônicos (rotalídeos) e oóides concêntricos.

Após um intervalo de 271 m sem amostras (entre 3022 m e 2751 m de profundidade), foram descritos *grainstones*, por vezes, dolomitizados, ou *packstones* ou *wackestones* com fragmentos pequenos de algas vermelhas, moluscos, crustáceos, equinodermas e restos vegetais. A estes calcários sobrepõem-se *grainstones*, rudáceos, dolomitizados, a fragmentos de algas vermelhas, presentes na porção basal do testemunho #3 (Fig.23).

Os *grainstones* apresentam-se, neste testemunho, intensamente bioturbados e intercalados por lâminas de folhelho (Estampa 7, Foto 3). Exibem, frequentemente, grãos de glauconita, por vezes, oxidados e preenchendo bioclastos, a exemplo do que se observa no testemunho #2 do poço 1. Além das algas vermelhas, a fração fina é constituída de pequenos foraminíferos bentônicos, foraminíferos incrustantes, crustáceos e equinodermas com cimentação sintaxial. A fração grossa é representada essencialmente por briozoários.

Rumo ao topo do testemunho #3, os *grainstones* ou *rudstones* passam a ser constituídos, em sua fração grossa, por lepidociclinídeos grandes e planos (com diâmetros de até 2 cm), briozoários, e localmente, por rodolitos formados de algas vermelhas, e numulitídeos (Fig.23) (Estampa 7, Foto 4). Estes

calcários são, em sua maioria, dolomitizados, glauconíticos, bioturbados, e com intercalações milimétricas de folhelho.

Os bioclastos rudáceos, rodolitos e lepidociclinídeos, distribuem-se irregularmente ao longo do testemunho #3, ocorrendo, em geral, concentrados em camadas. Os nódulos algáceos são constituídos, normalmente, por crostas ramificadas concêntricas, e exibem formas circulares e elípticas. Apresentam-se imersos em matriz composta por grãos bem arredondados e desgastados de algas vermelhas, lepidociclinídeos, pequenos foraminíferos hialinos bentônicos, briozoários e equinodermas (Estampa 7, Foto 4).

Sobrepondo-se ao testemunho #3, constata-se a presença de níveis de *grainstones* e *packstones*, cujos elementos biogênicos principais são os fragmentos menores que 2 mm de algas vermelhas; e *wackestones* ou *packstones* compostos essencialmente de foraminíferos planctônicos, ostracodes e equinodermas.

A parte superior do terço médio da seção (intervalo compreendido entre 2475 m e 2264 m de profundidade), inicia-se com *mudstones* recristalizados ricos em foraminíferos planctônicos. Estes calcários apresentam-se intercalados com *packstones/wackestones*, formados principalmente de fragmentos de algas vermelhas, anfisteginídeos, numulitídeos e foraminíferos planctônicos. *Grainstones* formados quase que exclusivamente de numulitídeos foram também constatados nesse intervalo da seção.

Na porção superior da coluna sedimentar do poço 5 (entre 2264 m e 1630 m de profundidade), os *grainstones* e *packstones* passam a exibir uma biota totalmente diferenciada, representada por algas vermelhas (fragmentos pequenos e crostas), pelos macroforaminíferos (anfisteginídeos, miogipsinídeos, soritídeos), por pequenos foraminíferos porcelânicos e ostracodes. Estes calcários ocorrem intercalados por *wackestones/mudstones*, às vezes parcialmente recristalizados, e compostos entre outros elementos biogênicos, de fragmentos pequenos de algas vermelhas, soritídeos, pequenos foraminíferos porcelânicos e moluscos.

Dois testemunhos de sondagem (#2 e #1) foram coletados na porção superior da seção. O primeiro, coletado entre 2101,60 e 2086,30 m de profundidade, caracteriza-se por *packstones* rudáceos, localmente dolomitizados, bioturbados e interlaminados com folhelho (Fig.24). Constituem-se de rodolitos circulares e elipsoidais, imersos em matriz fina de fragmentos de algas vermelhas, anfisteginídeos, miogipsinídeos, pequenos foraminíferos bentônicos aglutinantes, porcelânicos e hialinos, crustáceos, moluscos, equinodermas e briozoários (Estampa 8, Fotos 1 a 4). Em geral, esses nódulos estão mal preservados, associados a serpulídeos, e constituídos de crostas com arcabouço delicado (aparentemente predominante) e robusto, algumas vezes, fracamente ligadas.

Por sua vez, o testemunho #1, situado no topo da seção colunar, entre 1631,50 e 1626 m de profundidade, exhibe intercalações de *wackestones* e *packstones* rudáceos, maciços, a fragmentos de algas vermelhas e equinodermas (fração grossa) e fragmentos de algas vermelhas, macroforaminíferos (anfisteginídeos, planorbulinídeos, soritídeos), pequenos foraminíferos porcelânicos e hialinos, moluscos, crustáceos, briozoários, equinodermas e intraclastos de rocha carbonática (Fig.25).

II.4.6. Poço 6

O poço 6 está localizado a aproximadamente 25 Km a leste do poço 5 e exhibe aproximadamente 3070 m de sedimentos da Formação Amapá (Fig.26). A base da seção colunar é marcada pela presença do testemunho #6, coletado entre 5092 e 5074 m de profundidade. Este testemunho compõe-se, de maneira geral, de *grainstones* ou *packstones* rudáceos, incipientemente laminados, e formados de rodolitos, em sua fração grossa, e fragmentos de algas vermelhas, lepidociclinídeos e helicolepidinídeos, em sua fração fina (Fig. 54) (Estampa 9, Fotos 1 e 2). Os calcários exibem cimento carbonático poiquilotópico, com baixa cor de birrefringência.

A distribuição dos rodolitos é bastante irregular, ocorrendo, por vezes concentrados em camadas, que se intercalam

com níveis constituídos principalmente de fragmentos de algas vermelhas. Os rodolitos apresentam diâmetros entre 1,5 e 5 cm, formas elipsoidais e circulares, e crostas concêntricas e/ou ramificadas, com predomínio destas últimas (Estampa 9, Fotos 1 e 2). Foraminíferos incrustantes estão frequentemente associados aos rodolitos.

Esta sucessão de *packstones* a rodolitos e *packstones* a fragmentos de algas vermelhas parece ocorrer em direção ao topo da seção, até aproximadamente 5000m de profundidade, ocorrendo, a partir daí, intercalações de *wackestones* a foraminíferos planctônicos, com matriz micrítica neomorfisada e grãos de pirita, *grainstones* ou *packstones*, semelhantes em composição aos do testemunho #6, e *packstones* ou *wackestones* com fragmentos mal preservados de algas vermelhas.

A profundidade de 4700 m, na parte mediana do terço inferior da seção, passam a ocorrer *packstones* rudáceos a fragmentos e crostas de algas vermelhas, os quais são sobrepostos por *wackestones* recristalizados ou *packstones* formados por fragmentos mal preservados de algas vermelhas e numulitídeos, localmente abundantes. Representados no testemunho #5, situado entre as profundidades 4518 e 4500 m, estes *wackestones* apresentam-se muito bioturbados e mosqueados (Fig. 28) (Estampa 9, Foto 3).

Sobrepondo-se ao testemunho #5, constata-se a predominância de *packstones/wackestones* ricos em numulitídeos, aos quais se associam os macroforaminíferos helicolepidinídeos e discociclinídeos, e foraminíferos planctônicos. Localmente, foram observados abundantes fragmentos de algas vermelhas.

Esses calcários permanecem na base da parte superior do terço inferior da seção do poço 6 (entre 4412 m e 4070 m de profundidade), e gradam rumo ao topo para *wackestones* ou *mudstones* recristalizados a foraminíferos planctônicos, e *packstones* parcialmente recristalizados ou *grainstones*, compostos de fragmentos e crostas de algas vermelhas, e subordinadamente de lepidociclinídeos e helicolepidinídeos.

Já no topo do terço inferior, a exemplo do que se observa no testemunho #4, situado entre 4118 m e 4100 m de profundidade, há um predomínio de carbonatos (*mudstones* ou *wackestones*) a foraminíferos planctônicos, recristalizados, fortemente bioturbados e mosqueados, e com cristais de pirita dispersos na matriz (Fig.29) (Estampa 9, Foto 4).

Sobrepondo o testemunho #4, os *mudstones* ou *wackestones* com foraminíferos planctônicos estão intercalados por *grainstones* ou *packstones* constituídos, principalmente, de algas vermelhas (fragmentos e crostas) e macroforaminíferos (lepidociclinídeos).

Esses calcários persistem no intervalo entre 3730 e 3603 m de profundidade da seção, podendo exibir associados aos lepidociclinídeos, helicolepidinídeos e numulitídeos. Estes calcários são sotopostos, a partir de 3063 m de profundidade por *grainstones* ou *packstones*, cujos macroforaminíferos são representados, principalmente, por lepidociclinídeos e anfisteginídeos, e localmente, soritídeos.

Tais calcários podem ser observados no testemunho #3, situado entre 3519 e 3510 m de profundidade (Fig.30) (Estampa 10, Foto 1). A porção basal deste testemunho é evidenciada pela ocorrência de *grainstones*, laminados incipientemente, e cujos elementos biogênicos variam granulometricamente entre areia muito grossa e areia grossa.

Por vezes, esses calcários apresentam-se intercalados por *grainstones* rudáceos, que passam a predominar a partir de 3515,80 m de profundidade. Estes *grainstones* constituem-se de rodolitos, fragmentos de crostas de algas vermelhas e lepidociclinídeos. Os rodolitos são raros e dispersos, e constituem-se de crostas concêntricas, por vezes, fracamente ligadas. Apresentam formas elipsoidais e circulares e estão muito bioerodidos e com perfurações preenchidas por calcita espática e/ou micrita, fragmentos de algas vermelhas, pequenos foraminíferos bentônicos e planctônicos, crustáceos, equinodermas e fragmentos de lepidociclinídeos (Estampa 10, Foto 2). Estes últimos podem constituir núcleos dos rodolitos.

Os grãos rudáceos acima descritos estão dispersos em matriz formada de fragmentos de algas vermelhas, anfiesteginídeos, lepidociclinídeos, pequenos foraminíferos bentônicos, briozoários e equinodermas. Nos terços inferior e médio do testemunho, é comum a ocorrência de estilólitos. Rumo ao topo, voltam a ocorrer *grainstones* não rudáceos, observando-se nestes níveis superiores, granodecrescência ascendente.

Sobrepondo o testemunho #3, até aproximadamente 3050 m de profundidade, ocorrem *wackestones* a foraminíferos planctônicos que se intercalam com *packstones* ou *grainstones* finos, cujos elementos principais são representados por fragmentos menores que 2 mm e crostas de algas vermelhas, e numulitídeos.

Na porção superior do terço médio da seção colunar, compreendida entre o intervalo de 3050 m e 2026 m de profundidade, os *grainstones* ou *packstones* passam a exibir juntamente com as algas vermelhas (fragmentos pequenos e crostas), os macroforaminíferos, anfiesteginídeos e miogipsinídeos. Foram também constatadas ocorrências locais de numulitídeos e soritídeos. Estes calcários apresentam-se intercalados por *wackestones*, formados ora de foraminíferos planctônicos e grãos bem arredondados de algas vermelhas, ora de anfiesteginídeos, soritídeos, pequenos foraminíferos hialinos, ostracodes, e fragmentos de corais.

Rumo ao topo da seção, passam a predominar entre os macroforaminíferos, os anfiesteginídeos, freqüentemente associados a fragmentos de algas vermelhas. No testemunho #2, situado no topo da coluna sedimentar, entre 2078 e 2069 m de profundidade, esses elementos biogênicos ocorrem notadamente em *wackestones* rudáceos ou *floatstones*, intercalados por vezes por *packstones* rudáceos formados de corais (fração grossa) e fragmentos de algas vermelhas (fração fina) (Fig.31). Neste testemunho, são também observados rodolitos, extremamente bioerodidos, constituídos de crostas concêntricas e crostas ramificadas abertas, (Estampa 10, Fotos 3 e 4).

II.4.7. Poço 7

O poço 7, situado cerca de 30 Km a norte do poço anterior, nas proximidades da quebra da plataforma, apresenta aproximadamente 2180 m de sedimentos atribuídos à Formação Amapá (Fig.32). Esta formação inicia-se no poço 7 por volta de 4675 m de profundidade, e constitui-se, principalmente, em seu terço inferior (entre 4675 m e 3950 m de profundidade), de *mudstones*, ou *wackestones* ricos em foraminíferos planctônicos, que se intercalam com *wackestones* ou *packstones*, formados essencialmente de fragmentos pequenos e desgastados de algas vermelhas e foraminíferos planctônicos, sendo estes últimos calcários semelhantes aos carbonatos observados no testemunho #5 do poço 6.

Os foraminíferos planctônicos dos *mudstones* ou *packstones* estão associados a pequenos foraminíferos bentônicos hialinos e porcelânicos com carapaças ocreas, ostracodes, fragmentos de moluscos, equinodermas e algas vermelhas em fragmentos muito desgastados. Não raramente, a matriz micrítica desses calcários está neomorfisada, exibindo cristais de pirita dispersos. A esses *wackestones* intercalam-se níveis de calcários (*grainstones* e *wackestones*) ricos em fragmentos desgastados de algas vermelhas de granulometria areia fina a muito fina.

No intervalo compreendido entre 3954 e 3712 m de profundidade, persistem os mesmos calcários descritos para a base da seção, que passam a ser intercalados por *grainstones* com fragmentos e crostas de algas vermelhas, pequenos foraminíferos bentônicos (rotalídeos), lepidociclinídeos, e localmente, helicolepidinídeos.

Entre as profundidades 3712 e 3470 m, a ocorrência de calcários com foraminíferos planctônicos é aparentemente mais restrita. Este intervalo do poço 7 caracteriza-se, de maneira geral, por níveis de *grainstones* ou *packstones*, às vezes dolomitizados, compostos principalmente por fragmentos e crostas de algas vermelhas, prováveis rodolitos, pequenos foraminíferos bentônicos, macroforaminíferos (lepidociclinídeos) e

equinodermas. Os fragmentos de algas vermelhas apresentam granulometria entre areia fina e areia muito grossa (Fig.32).

Calcários com essa constituição biótica foram observados no testemunho # 2 do poço 7, localizado entre 3493,60 m e 3483,75 m de profundidade (Fig.33). Neste testemunho, os calcários assemelham-se àqueles do testemunho #3 do poço 5, e estão representados por *grainstones* rudáceos ou *rudstones* compostos de rodolitos e lepidociclinídeos, em sua fração grossa, e fragmentos de algas vermelhas e lepidociclinídeos, pequenos foraminíferos hialinos bentônicos, em sua fração fina. As crostas constituintes dos rodolitos apresentam-se muitas vezes bioerodidas, e os fragmentos de algas estão frequentemente desgastados, bem arredondados, e com granulometria variável entre areia muito fina a areia muito grossa. Os fragmentos mais grossos de algas parecem exibir aspecto foliado, segundo terminologia de Bosence (1991).

A porção superior do terço médio (entre 3468 m e 3225 m de profundidade) caracteriza-se por intercalações de *wackestones* recristalizados ou *packstones* a foraminíferos planctônicos, *grainstones* com fragmentos de algas vermelhas e macroforaminíferos (lepidociclinídeos, miogipsinídeos), folhelhos carbonáticos, *packstones* recristalizados, dolomitizados ou *grainstones* finos, recristalizados e arenosos com foraminíferos planctônicos, fragmentos de algas vermelhas e equinodermas.

No terço superior da seção colunar (3225 m a 2500 m de profundidade) predominam ainda os *wackestones* com foraminíferos planctônicos associados, por vezes, a pequenos foraminíferos bentônicos hialinos, prováveis anfisteginídeos, ostracodes, outros crustáceos e equinodermas. Na parte basal do terço superior, ou seja, no intervalo compreendido entre 3225 m e 2984 m, estes *wackestones* estão intercalados com *grainstones* constituídos de grãos muito desgastados de algas vermelhas, anfisteginídeos, miogipsinídeos, pequenos foraminíferos aglutinantes, porcelânicos e hialinos bentônicos, e equinodermas.

O topo da seção, representado pelo testemunho #1, é caracterizado por *wackestones* com foraminíferos planctônicos, associados subordinadamente a pequenos foraminíferos porcelânicos com carapaças acastanhadas, foraminíferos aglutinantes e hialinos bentônicos e equinodermas, observados no terço médio da seção colunar (Fig.34). No topo do testemunho estes *wackestones* apresentam-se intercalados com *packstones* rudáceos, compostos de moluscos (fração grossa), fragmentos desgastados de algas vermelhas, anfisteginídeos, foraminíferos incrustantes e equinodermas (fração fina).

II.4.8. Poço 8

O poço 8 está situado aproximadamente 25 Km a noroeste do poço 7, nas proximidades da linha de quebra da plataforma carbonática. Com 1280 m de sedimentos atribuídos à Formação Amapá, exibe em sua base (3800 m a 3750 m de profundidade), dolomititos, os quais são sobrepostos por calcários *grainstones* ou *packstones*, às vezes, dolomitizados, e constituídos principalmente de algas vermelhas em fragmentos ou crostas, lepidociclinídeos (espécimes inteiros e em fragmentos), e equinodermas. Rumo ao topo, esses calcários passam a ser intercalados por *grainstones* ou *packstones* rudáceos a fragmentos de algas vermelhas, pequenos foraminíferos bentônicos (rotalídeos), foraminíferos incrustantes e equinodermas (Fig.35).

Os *grainstones* ou *packstones* formados de fragmentos e crostas de algas vermelhas e lepidociclinídeos, semelhantes aos observados no testemunho #2 do poço 7, continuam a ocorrer no terço médio da seção colunar do poço 8. Esta associação biótica é constatada no testemunho #4, situado na base do terço médio, entre 3376 e 3370 m de profundidade, onde se observam rodolitos, que passam a predominar na porção superior do testemunho (Fig.36). Os calcários, neste testemunho, estão muitas vezes dolomitizados, chegando a exibir, freqüentemente, infiltração de material oxidado. Os rodolitos apresentam diâmetros em torno de 6 mm e são, em sua maioria, constituídos de crostas ramificadas concêntricas, bioerodidas e associadas a foraminíferos incrustantes.

Sobrepostos ao testemunho #4, ainda persistem os *grainstones* ou *packstones*, rudáceos, dolomitizados, compostos de algas vermelhas em fragmentos e/ou crostas, lepidociclinídeos (espécimens inteiros e em fragmentos), pequenos foraminíferos hialinos bentônicos, foraminíferos incrustantes (homotrematídeos) e equinodermas. Rumo ao topo do terço médio da seção, ou seja, entre 3048 e 2948 m de profundidade, constatou-se a ocorrência de *packstones* glauconíticos, *wackestones* a foraminíferos planctônicos, e *wackestones* com foraminíferos planctônicos e fragmentos pequenos de algas vermelhas.

Esses calcários passam a predominar no terço superior da seção (entre 2948 m e 2520 m de profundidade), apresentando não raramente microcristais de dolomita. No testemunho #3, coletado entre 2566,9 m e 2559 m de profundidade, já no topo da seção colunar, é possível observar *wackestones* compostos principalmente de foraminíferos planctônicos, tendo como elementos secundários, pequenos foraminíferos porcelânicos com carapaças acastanhadas ou ocre e hialinos bentônicos, crustáceos e oóides (Fig.37).

II.4.9. Poço 9

Fazendo parte do transecto III, o poço 9 está localizado no extremo noroeste na plataforma carbonática. Neste poço, onde se observa apenas a porção superior da Formação Amapá a seção apresenta cerca de 425 m de espessura, e inicia-se aproximadamente a 1075 m de profundidade (Fig.38). Caracteriza-se em sua porção basal por *packstones* ou *wackestones* rudáceos, por vezes, arenosos e glauconíticos, compostos de grãos desgastados de algas vermelhas, macroforaminíferos (soritídeos e principalmente miogipsinídeos), foraminíferos aglutinantes, moluscos (pelecípodos), briozoários, equinodermas. Em alguns níveis foram observados foraminíferos planctônicos e incrustantes, e anfisteginídeos

Rumo ao topo, estes calcários estão intercalados por camadas de *wackestones* a equinodermas, e *grainstones* a fragmentos muito desgastados de algas vermelhas e placas de

equinodermas. Tais *grainstones* chegam a exibir cimento granular ao redor dos grãos, alta porosidade e pequenos foraminíferos hialinos bentônicos preenchidos por material oxidado.

A partir de 804 m de profundidade, em direção à parte superior da seção, os calcários passam a ser representados por *packstones* rudáceos, em sua maioria, arenosos e com bioclastos preenchidos por material oxidado. Compõem-se em sua fração grossa de fragmentos de pelecípodas e em sua fração fina de anfisteginídeos, foraminíferos incrustantes e planctônicos, pequenos foraminíferos bentônicos hialinos, crustáceos (?), briozoários e equinodermas. Em alguns níveis foi possível observar grãos de algas vermelhas extremamente desgastados.

II.4.10. Poço 10

Situado a aproximadamente 30 km a leste do poço 9, o poço 10 exibe cerca de 700 m de sedimentos atribuídos a Formação Amapá (Fig.39). A seção do poço 10 inicia-por volta de 1900 m de profundidade, e ressalta-se das demais pela ocorrência conspícua de carbonatos arenosos e glauconíticos. Apresenta, em seu terço inferior (entre 1900 e 1667 m de profundidade), *packstones* ou *grainstones* finos com algas verdes, semelhantes aos do testemunho #4 do poço 5, e *packstones* constituídos principalmente de numulitídeos. Estes calcários são sucedidos por dolomititos finos arenosos, com grãos de quartzo angulares a arredondados, com tamanhos compreendidos entre areia muito fina e grânulos (testemunho #2, situado entre 1818,5 m e 1815,7 m de profundidade).

Ao testemunho #2, sobrepõem-se *wackestones* recristalizados ou *packstones*, glauconíticos e arenosos, cujos elementos biogênicos são representados por grãos extremamente desgastados e bem arredondados de algas vermelhas, briozoários, equinodermas, ocorrendo por vezes lepidociclinídeos. Esses *packstones* podem ocorrer intercalados por *grainstones*, por vezes, dolomitizados, e formados principalmente de fragmentos desgastados e bem arredondados de algas vermelhas, cimentação poiquilotópica e grãos de glauconita dispersos.

O terço médio da coluna sedimentar do poço (entre 1667 m e 1424 m de profundidade), inicia-se com *packstones* ou *grainstones* finos constituídos de fragmentos de algas vermelhas e briozoários, que são sucedidos por níveis de *packstones* ou rudáceos arenosos ricos em lepidociclinídeos, e *wackestones* ou *packstones* compostos de fragmentos de algas vermelhas, foraminíferos planctônicos e ostracodes. A aproximadamente 1540 m de profundidade, os *grainstones* ou *packstones* recristalizados passam a exibir juntamente com as algas vermelhas, miogipsinídeos, anfisteginídeos, pequenos foraminíferos hialinos bentônicos, crustáceos, briozoários e equinodermas. Cimentação poiquilotópica e grãos de glauconita também foram observados nesses calcários.

Em níveis sotopostos, os calcários *grainstones* ricos em miogipsinídeos intercalam-se com *packstones* ou *wackestones* compostos essencialmente de fragmentos de algas vermelhas, associados a pequenos foraminíferos hialinos e porcelânicos bentônicos, crustáceos e equinodermas. Localmente, foram constatados foraminíferos planctônicos.

Rumo ao topo do terço médio da seção, passam a ocorrer juntamente com os miogipsinídeos, presentes nos calcários sustentados por grãos, grandes foraminíferos porcelânicos (soritídeos). A estes calcários intercalam-se, algumas vezes, folhelhos carbonáticos ou margas, e *packstones* rudáceos arenosos (areia fina a areia muito grossa) constituídos de fragmentos de algas vermelhas, crustáceos, briozoários e equinodermas. Níveis de dolomitos finos ou *packstones* dolomitizados a anfisteginídeos e equinodermas foram também observados.

No topo do terço médio passam a ocorrer anfisteginídeos em *grainstones* ou *packstones*, aos quais se associam fragmentos de algas vermelhas, foraminíferos incrustantes, soritídeos, moluscos (gastrópodes, pelecípodos) e equinodermas. Camadas de *wackestones* recristalizados ou *packstones* a moluscos (gastrópodes), briozoários e equinodermas foram também identificadas.

O terço superior (entre 1434 m e 1200 m de profundidade), inicia-se pelos mesmos *packstones* observados no topo do terço médio, ocorrendo também *grainstones* ou *packstones* com algas verdes, moluscos e equinodermas. Neste intervalo, é comum a ocorrência de *grainstones* finos ou *packstones* dolomitizados compostos de fragmentos desgastados e crostas de algas vermelhas, e pequenos foraminíferos porcelânicos. *Packstones* ou *wackestones* formados de grãos desgastados de algas vermelhas, anfisteginídeos, foraminíferos planctônicos e briozoários foram também observados.

O testemunho #1, situado no topo da seção, entre 1224 m e 1217 m de profundidade, exhibe *grainstones* ou *packstones* rudáceos, recristalizados, que lembram *floatstones* (Fig.40). Estes carbonatos são formados, em sua fração grossa, de briozoários incrustantes, rodolitos e/ou fragmentos de crostas ramificadas.

Os rodolitos constituem-se de crostas concêntricas ou ramificadas, que podem exibir arcabouço delicado e micro ou macroperfurações preenchidas por micrita. Os nódulos de algas vermelhas estão, em sua maioria, incrustados por foraminíferos, tendo como núcleos os corais. A fração fina destes calcários é representada por fragmentos arredondados a bem arredondados de algas vermelhas, do tamanho de areia fina a muito grossa, pequenos foraminíferos porcelânicos e aglutinantes, anfisteginídeos, foraminíferos incrustantes (homotrematídeos, planorbulinídeos), ostracodes e outros crustáceos, briozoários, equinodermas e serpulídeos.

II.4.11. Poço 11

O poço 11 está localizado no extremo norte da plataforma carbonática, a aproximadamente 25 km da linha de quebra da plataforma. Neste poço, a Formação Amapá inicia-se por volta de 1780 m de profundidade, e exhibe espessura da ordem de 680m (Fig.41).

Esta seção destaca-se, à semelhança do poço 10, pela expressiva ocorrência de carbonatos arenosos e glauconíticos.

Inicia-se com dolomitos finos, por vezes, arenosos, que se intercalam com *grainstones* ou *packstones*. Tanto os dolomitos como os *grainstones* ou *packstones* compõem-se de grãos extremamente desgastados de algas vermelhas, ocorrendo nestes últimos, raros bioclastos de numulitídeos, aparentemente envolvidos por envelopes de micrita. Tais carbonatos assemelham-se em composição biótica aos calcários da base da seção do poço 5.

Os dolomitos são sucedidos por *grainstones* ou *packstones* com algas verdes, associadas secundariamente a pequenos foraminíferos bentônicos hialinos e porcelânicos, ostracodes, outros crustáceos e equinodermas. Estas rochas carbonáticas são extremamente semelhantes aos calcários observados no testemunho #4 do poço 5. Sotopostos a esses carbonatos ocorrem na seção do poço 11, *grainstones* arenosos (areia muito fina a fina) a fragmentos bem arredondados de algas vermelhas, cianobactérias, ostracodes, outros crustáceos e briozoários; e *wackestones* ou *packstones* arenosos, compostos de crustáceos, briozoários, moluscos e, por vezes, grãos bem arredondados de algas vermelhas.

A base do terço médio da seção, compreendido entre 1780 m e 1554 m de profundidade, caracteriza-se pela ocorrência de *wackestones* recristalizados ou *packstones* ou *grainstones*, cujos componentes são representados por grãos extremamente desgastados de algas vermelhas, pequenos foraminíferos bentônicos hialinos e porcelânicos, ostracodes, outros crustáceos, moluscos (gastrópodes), briozoários e equinodermas. Estes calcários são por vezes, glauconíticos e arenosos, com grãos de quartzo entre areia fina e areia muito fina. Intercalações de calcários dolomitizados são também observados nesse intervalo da seção.

Sobrepondo-se a esses carbonatos, ocorrem *grainstones* ou *packstones* ricos em numulitídeos, que passam rumo ao topo do terço médio, a intercalações de *grainstones/packstones* ricos em fragmentos pequenos e crostas de algas vermelhas, miogipsinídeos e equinodermas; e *packstones* compostos principalmente de fragmentos de algas vermelhas.

O terço superior da coluna sedimentar do poço 11 (intervalo compreendido entre 1328 m e 1100 m de profundidade), caracteriza-se em sua base por *wackestones* ricos em soritídeos, moluscos (pelecípodas), aos quais se associam pequenos foraminíferos porcelânicos com carapaças ocre e ostracodes.

Sotopostos a esses calcários, no intervalo compreendido entre 1257 e 1164 m de profundidade, observam-se dolomitos texturalmente finos, compostos basicamente de fragmentos de algas vermelhas, e ocorrências locais de fragmentos de crostas e anfiesteginídeos. Rumo ao topo da seção, sucedem *grainstones* finos e *packstones*, cujos componentes biogênicos são representados por fragmentos de algas vermelhas, anfiesteginídeos, briozoários e equinodermas. Localmente, já no topo da coluna sedimentar, associam-se a estes bioclastos foraminíferos planctônicos, e os calcários passam a ser muito semelhantes àqueles constatados no topo da seção do poço 3.

Essa associação biótica é confirmada no testemunho # 3, situado no topo da seção do poço 11, entre 1122,6 e 1113,8 m de profundidade. Destacam-se neste testemunho, a presença expressiva de briozoários, o desgaste dos bioclastos e seu preenchimento por material oxidado. São 8,8 m de *packstones* rudáceos, constituídos em sua fração grossa de briozoários e rodólitos desgastados. Na fração fina predominam fragmentos de algas vermelhas também desgastados, testas de anfiesteginídeos, (espécimens inteiros e quebrados) e briozoários. Subordinadamente, foram constatados foraminíferos planctônicos, equinodermas e intraclastos formados de *wackestones* e com dimensões de até 4 mm (Fig.42).

CAPÍTULO III

ANÁLISE PALEONTOLÓGICA

III.1. Introdução

Após o reconhecimento generalizado dos componentes biogênicos dos carbonatos Amapá através do estudo petrográfico, procurou-se analisar, paleontologicamente todos os elementos formadores desses calcários, com atenção especial aos seus principais componentes, ou seja, algas vermelhas (rodofíceas) e macroforaminíferos. Procurou-se também separar os morfotipos de briozoários, posto que tais elementos são localmente abundantes e determinantes de microbiofácies.

Além da identificação dos principais constituintes microfossilíferos da Formação Amapá, a análise paleontológica teve como objetivo propiciar a realização de um biozoneamento a partir de macroforaminíferos.

Os principais fatores limitantes na análise paleontológica foram a intensa fragmentação dos bioclastos, notadamente das algas vermelhas; o fato dos fósseis não ocorrerem isolados da matriz ou cimento das rochas; o grande número de lâminas de material de calha; e o pequeno número disponível de cortes orientados do material fossilífero. Este número reduzido de seções orientadas dos fósseis, deve-se principalmente ao fato das lâminas delgadas terem sido confeccionadas, visando originalmente estudos petrográficos e não paleontológicos.

Face à freqüente impossibilidade de se reconhecer os caracteres morfológicos importantes para a determinação específica dos elementos biogênicos, não se realizou, neste trabalho, uma análise taxonômica formal. Considerando as limitações impostas pelo material de estudo, os fósseis foram classificados segundo diferentes níveis taxonômicos. Em alguns casos, chegou-se a nível de espécie, sendo este, por exemplo, o caso dos macroforaminíferos. As algas vermelhas e os corais, por sua vez, foram classificadas a nível genérico ou

supragenéricos. Em outras situações, a determinação limitou-se à utilização de termos morfológicos ou mesmo informais, enquadrando-se neste caso, os briozoários.

III.2. Metodologia

A fim de possibilitar a visualização de caracteres morfológicos nos macroforaminíferos, importantes na determinação de gêneros e espécies, foram realizados cortes axiais e equatoriais em suas testas. As secções denominadas de axiais são paralelas ao eixo de enrolamento, enquanto as equatoriais correspondem a cortes perpendiculares a este eixo.

Duzentas e trinta e três secções orientadas foram confeccionadas em espécimens isolados de macroforaminíferos, triados de amostras do poço 2, representativas de um intervalo de 15 m, e previamente selecionadas com base na análise preliminar das lâminas petrográficas.

Os espécimens de macroforaminíferos foram posicionados e colados em lâminas de vidro, de acordo com o tipo de corte, axial ou equatorial. Cada espécime foi desgastado em carborundo fino, e ao se atingir sua porção média, o foraminífero foi descolado e virado, desgastando-se assim o outro lado da testa. A maioria do cortes orientados realizados foi equatorial, tendo em vista o predomínio de cortes axiais nas lâminas petrográficas.

No estudo taxonômico das rodofíceas, os principais fatores limitantes foram o estado de fragmentação dos espécimens e a má preservação ou desgaste das algas. Na tentativa de contornar estes problemas, concentrou-se o estudo em amostras de testemunho, e adotou-se dois principais métodos de trabalho. O primeiro constou da observação de feições diagnósticas em vários fragmentos de algas de uma mesma lâmina, procurando-se assim, identificar as algas vermelhas através da somatória dessas feições.

O segundo método de trabalho referiu-se ao estudo mais detalhado dos rodolitos, posto que nestes nódulos os caracteres morfológicos das algas apresentam-se em geral melhor

preservados. Foram assim confeccionadas secções paralelas e perpendiculares à direcção de crescimento dos filamentos nos rodolitos, de acordo com metodologia empregada por Braga *et al.* (1993).

Na análise de briozoários foi adotada a metodologia apresentada por Nelson *et al.* (1988). A proposta feita por estes autores refere-se a uma terminologia para briozoários Cheilostomata e Cyclostomata, utilizando, para isso, o exame de desenhos, e fotomicrografias de secções delgadas. Essa terminologia inclui quatro principais formas de crescimento: incrustante, ereto rígido, ereto flexível e formas livres.

III.3. Algas calcárias

As algas calcárias da Formação Amapá são representadas principalmente por algas vermelhas (Rhodophyta) e algas verdes (Chlorophyta), sendo as primeiras predominantes (vide capítulo II) (Tabela 3). Por praticidade e conveniência, enquadrou-se também no grupo de "algas calcárias", o único morfogênero de cianofíceas ou cianobactérias (*Girvanella*) encontrado neste trabalho, apesar das afinidades das cianobactérias serem com os procariontes e não com as algas *stricto sensu* (Pentecost, 1991).

A classificação sistemática das rodofíceas foi baseada fundamentalmente em Braga *et al.* (1993), Johnson (1961) e Wray (1984). As clorofíceas, por sua vez, foram classificadas segundo Massieux (1965) e Mu (1991). Na identificação das cianobactérias utilizou-se Wray (1977) e Riding (1991).

A ocorrência das cianobactérias e clorofíceas restringe-se à base da Formação Amapá (Paleoceno Superior), passando a ocorrer, a partir do Eoceno Médio, rodofíceas, que vão predominar até o final da sedimentação carbonática no Mioceno Médio. Neste intervalo de tempo constatou-se apenas ocorrências restritas de algas verdes.

Apesar da grande importância das algas calcárias, notadamente das rodofíceas, na formação dos depósitos carbonáticos terciários da Bacia da Foz do Amazonas, inexistem,

na literatura geológica, estudos mais detalhados sobre as algas da Formação Amapá. Mesmo os trabalhos mais completos, como os de Carozzi *et al.* (1978) e Wolff & Carozzi (1984), restringem-se à citação de alguns gêneros, que não estão, muitas vezes, posicionados estratigraficamente.

III.3.1. Cianofíceas

As cianofíceas são representadas, na Formação Amapá, pelo gênero *Girvanella*. Este gênero apresenta-se sob a forma de grupos de filamentos tubulares, retos, não ramificados, de diâmetros uniformes de aproximadamente 10 μm , e comprimentos variáveis entre 50 e 300 μm (Estampa 11, Foto 1). O gênero *Girvanella* é restrito ao testemunho #4 do poço 5 (3106,2 m de profundidade), considerado neste trabalho como representativo do Eoceno Inferior da Formação Amapá. Estas algas parecem ocorrer sob a forma de nódulos.

III.3.2. Rodofíceas

As algas vermelhas dos carbonatos Amapá estão compreendidas nas famílias Peyssoneliaceae, Solenoporaceae e Corallinaceae, com marcante predomínio desta última (Tabela 3).

III.3.2.1. Peyssoneliaceae e Solenoporaceae

Neste trabalho, optou-se pela utilização da família Peyssoneliaceae Denizot, ao invés de Squamariaceae Agardh, tendo em vista ser de consenso geral, a ilegitimidade do nome *Squamaria* Zanardini para o gênero *Peyssonelia* Decaisne (Dullo *et al.*, 1990).

Os espécimens da família Peyssoneliaceae, constatados neste estudo, apresentam-se sob a forma de crostas onduladas, com espessuras variáveis entre 0,2 mm e 0,8 mm. Internamente, os filamentos celulares diferenciam-se em uma parte basal (hipotalo), a partir da qual ocorrem fileiras de células arqueadas (peritalo) (Estampa 11, Foto 2). As formas observadas são semelhantes ao gênero *Pseudolithothamnium* (M. Massieux, comunicação oral, 1991).

Na Formação Amapá as algas Peyssoneliaceae estão restritas aos poços 4 (testemunho #4, 4701,9 m a 4693 m de profundidade) e 6 (testemunho #6, 5092 a 5074 m de profundidade), do Eoceno Médio. Ocorrem como fragmentos e, notadamente, sob a forma de nódulos.

As solenoporáceas caracterizam-se por talo formado por filamentos celulares tubulares, justapostos, radiais e concêntricos. O talo exibe, de maneira geral, células de dimensões muito pequenas, com diâmetros não superiores a 8 μm e altura de aproximadamente 25 μm . As divisões nos filamentos estão freqüentemente no mesmo nível e formam linhas concêntricas no talo, o que lhe atribui aspecto de "impressão digital" (Estampa 11, Foto 3). Estas características morfológicas levam a determinar essas formas como do gênero *Marinella* (Pfender, 1939).

As solenoporáceas, à semelhança das cianobactérias, têm sua ocorrência, na Formação Amapá, restrita ao Eoceno Inferior (testemunho #4, poço 5), podendo formar, juntamente com essas algas, nódulos algáceos.

III.3.2.2. Corallinaceae

Associadas as coralináceas da subfamília Melobesioideae (ou coralináceas não geniculadas), consideradas como predominantes na Formação Amapá, ocorrem, subordinadamente, algas da subfamília Corallinoideae (ou coralináceas geniculadas), de acordo com classificação de Johnson (1961) e Wray (1984). Essas subfamílias diferenciam-se pela presença de zonas não calcificadas (geniculos) entre os ramos das coralináceas articuladas e pelos diferentes hábitos de crescimento. Na subfamília Melobesioideae, as coralináceas apresentam-se sob a forma de crostas, nódulos e ramos rígidos, sendo assim conhecidas como coralináceas crustosas. Por outro lado, a subfamília Corallinoideae consiste de coralináceas eretas ou articuladas (Wray, 1977), que se desarticulam e fragmentam após a morte do organismo.

Face aos fatores limitantes mencionados acima (vide item III.2), as coralináceas não geniculadas da Formação Amapá foram classificadas somente a nível de gênero. Face ao baixo potencial bioestratigráfico das coralináceas crustosas, tendo em vista sua lenta evolução ao longo do tempo procurou-se, neste trabalho, utilizar estas algas na compreensão da paleobatimetria do meio deposicional da formação. Não obstante, a taxonomia das coralináceas estar restrita a gêneros, acredita-se que a análise ecológica a partir destes organismos é ainda plenamente satisfatória, visto a utilização de gêneros de coralináceas na confecção de zoneamentos em águas tropicais e subtropicais atuais (Adey & Macintyre, 1973).

III.3.2.2.1. Aspectos morfológicos

Como já mencionado anteriormente, as coralináceas crustosas ocorrem, praticamente, ao longo de toda a Formação Amapá sob três formas principais: fragmentos menores que 2 mm; fragmentos de crostas, ramos e colunas (maiores que 2 mm); e nódulos ou rodolitos (vide capítulo II) (Estampa 11, Foto 4). Provavelmente, devido a degradação sofrida no processo de retrabalhamento, não se visualizam, muitas vezes, nestes grãos, feições morfológicas, como por exemplo, os filamentos celulares.

Além do hipotalo e peritalo, distinguem-se por vezes nos fragmentos de crostas, conceptáculos e fusões celulares (Estampa 11, Foto 5). As crostas apresentam-se, não raramente, ramificadas, bioerodidas, e com arcabouços robustos e/ou foliados, segundo terminologia de Bosence (1985) (Fig.4a e 4b; Estampa 11, Fotos 6 e 7). As colunas distinguem-se dos ramos por seu diâmetro, nitidamente, maior. Constituem-se de camadas arqueadas de tecido peritálico ou por camadas sucessivas formadas de hipotalo e peritalo. Os ramos, por sua vez, são estreitos e mais altos. São formados de uma zona medular disposta coaxialmente e uma camada externa (Bosence, 1983a).

É muito freqüente, nos carbonatos Amapá, a ocorrência de coralináceas crustosas sob a forma de rodolitos imersos em matriz composta de fragmentos e crostas de algas rodofíceas. Estes nódulos algáceos são muito comuns, tanto em depósitos

carbonáticos atuais (Bosellini & Ginsburg, 1971; Adey & Macintyre, 1973; Bosence, 1983a; Reid & Macintyre, 1988; Minnery, 1990), como terciários (Bosence 1983b, Pisera & Studencki, 1989, Studencki, 1988).

Os rodolitos da Formação Amapá exibem comumente micro e macroperfurações. Segundo Studencki (1988), os principais organismos perfuradores e destruidores ativos em ambientes carbonáticos seriam esponjas, poliquetas, bivalves, gastrópodes, cirripédios e equinóides. Na Formação Amapá, as perfurações estão preenchidas por sedimento de granulometria, seleção e composição variadas. Foram assim observadas, perfurações preenchidas por micrita com fragmentos de coralináceas crustosas, moluscos (gastrópodes, pelecípodos), pequenos foraminíferos bentônicos e planctônicos (testemunho 4, poço 4). A esta biocenose, pode-se associar fragmentos de lepidociclinídeos, crustáceos e equinodermas (testemunho #3, poço 6) e, às vezes, briozoários (testemunho #2, poço 4).

Os rodolitos são, em grande parte, multiespecíficos em composição, consistindo-se, além do arcabouço de alga vermelha, de comunidade epífita de animais incrustantes nos talos algáceos, a qual se modifica ao longo da sedimentação da Formação Amapá. Dessa maneira, diferentes microbiocenoses foram observadas, incrustadas nos talos das coralináceas não geniculadas.

No Eoceno da Bacia da Foz do Amazonas, os organismos incrustantes eram representados por foraminíferos das famílias Cymbaloporidae e Homotrematidae ou Victoriellidae, briozoários e poliquetas (serpulídeos). Gastrópodes foram também constatados em associação, nesta época, aos rodolitos, ocorrendo talvez como organismos perfuradores ou destruidores dos nódulos algáceos (Estampa 11, Foto 6). Já no Oligoceno e Mioceno, além dos foraminíferos homotrematídeos, serpulídeos e briozoários, ocorrem como importantes organismos incrustantes nas coralináceas crustosas, foraminíferos da Família Acervulinidae.

Ao longo da Formação Amapá, constata-se também variação na composição do núcleo dos rodolitos, ocorrendo desde moluscos,

fragmentos de foraminíferos da Família *Lepidocyclinidae* no Eoceno Superior (testemunho #5, poço 2) e Oligoceno Superior (testemunho #3, poço 6) até fragmentos de corais no Mioceno (testemunho #1, poço 4).

As coralináceas geniculadas ou articuladas apresentam-se, em sua maioria, como fragmentos, com considerável variação granulométrica, desde areia muito fina até grânulos. Devido a processos de transporte e retrabalhamento, à semelhança das coralináceas não geniculadas, não se observam, freqüentemente, nos grãos de coralináceas articuladas, os detalhes de seus filamentos celulares.

III.3.2.2.2. Análise Taxonômica

As coralináceas caracterizam-se, de maneira geral, por filamentos celulares ordenados em talo bem definido, cujas paredes estão fortemente biomineralizadas por calcita magnesiana (Bosence, 1991). No estudo taxonômico das coralináceas, foram analisadas as algas crustosas ou não geniculadas e as algas articuladas ou geniculadas. Todavia, deu-se maior ênfase ao estudo das coralináceas crustosas, tendo em vista sua grande aplicabilidade em interpretações paleoceanológicas, além de sua grande abundância nos carbonatos Amapá.

Nos gêneros de coralináceas crustosas, o tecido celular do talo diferencia-se basicamente em três regiões distintas: hipotalo, peritalo e epitato. O hipotalo constitui a porção basal da planta e, freqüentemente, a parte central dos ramos. Seus filamentos são orientados mais ou menos paralelamente ao substrato, e suas células são em grande parte maiores que as do peritalo. O peritalo desenvolve-se acima ou abaixo do hipotalo em formas crustosas, e na parte externa do hipotalo medular em formas ramificadas. Consiste de filamentos orientados perpendicularmente ao substrato, e de espessura variável (Johnson, 1961; Wray, 1977) (Estampa 11, Foto 4).

O epitato, por sua vez, consiste de fina camada de células, consideradas até recentemente como não calcificadas. Todavia, a microscopia eletrônica revela que o epitato apresenta

também processo de calcificação (Bosence, 1991). A impossibilidade em se observar o epitálio seria, segundo Bosence (*op. cit.*), um problema de preservação desta superfície, que só ocorreria em caso de superposição do epitálio por crostas, que o protegeriam de bioerosão e abrasão.

Os órgãos reprodutores são preservados dentro do tecido peritálico (Wray, 1977). Podem ocorrer como esporângios individuais dispostos em fileiras, denominados de esporângios em soros (*in sori*), ou como esporângios múltiplos dentro de conceptáculos. Estes conceptáculos podem ser uniporados ou multiporados (Wray, 1977). Os conceptáculos uniporados contêm gametas masculinos e femininos, e esporos diplóides, e têm em sua parte superior (teto) um único poro através do qual os gametas ou esporos podem passar. Por outro lado, os conceptáculos multiporados apresentam tetraesporos ou biesporos (Woelkerling, 1988) (Estampa 11, Foto 8; Estampa 12, Foto 1).

As coralináceas geniculadas apresentam talos ramificados e eretos. Os segmentos calcificados (intergenicúlos) são conectados por junções ou nós, não calcificados (genicúlos). Segmentos individuais variam desde formas cilíndricas até planas. Após a morte, estas algas se desarticulam, sendo conseqüentemente encontradas como segmentos isolados (Wray, 1977).

A terminologia aplicada às coralináceas crustosas não se aplica, necessariamente, às coralináceas articuladas. Nestas algas, a organização celular é diferenciada em uma parte central nos segmentos (tecido medular), que é envolvida por filamentos celulares que constituem o córtex (tecido cortical). Os conceptáculos nestas algas são uniporados e se formam, tanto no tecido medular (conceptáculos axiais), como no tecido cortical (conceptáculos laterais) (Wray, 1977).

O processo de biomineralização dos filamentos das algas coralináceas possibilita que muitas das características morfológicas visíveis em coralináceas atuais sejam identificadas em espécimens fósseis. Esse fato, hoje reconhecido por vários autores (por exemplo, Braga *et al.*, 1993), foi por muito tempo

refutado por Johnson (1961) e Wray (1977), que não visualizavam, em material fóssil, muitas das feições morfológicas diagnósticas de taxa recentes, levando-os a não empregar os critérios utilizados em formas atuais, em classificações genéricas de coralináceas fósseis.

Na análise taxonômica das coralináceas crustosas, optou-se pela utilização da chave de classificação de Braga et al. (1993), baseada, fundamentalmente, nos mesmos critérios taxonômicos usados pelos ficólogos, na identificação de coralináceas atuais nas categorias taxonômicas de gênero e subfamília (Woelkerling, 1988). Nesta chave, as coralináceas crustosas são divididas em três subfamílias: Lithophylloideae, Mastophoroideae e Melobesioideae. Esta classificação tem como critérios básicos, o tipo de conceptáculo assexuado (uniporado ou multiporado) ou esporângios individuais em fileiras, a presença de fusões celulares, conexões celulares secundárias (*secondary pit connections*), e a ocorrência ou não de tricócitos. Por sua vez, a classificação a nível de gênero baseia-se na presença e no tipo de células nos poros dos conceptáculos com tetraesporângios, e nos tipos de hipotalo e epitalo.

As fusões celulares são conexões irregulares presentes entre as fileiras de células ou ao longo dos filamentos celulares (Estampa 11, Foto 5). As conexões celulares secundárias são pequenas perfurações circulares (1-2 μm de diâmetro), entre células de filamentos contíguos, ou ainda entre células já ligadas por conexões celulares primárias (conexão que se forma entre duas células durante a divisão celular) (Woelkerling, 1988; Bosence, 1991).

Os tricócitos, também denominados de heterocistos ou megacélulas, são células de grandes proporções, dispostas no peritalo em fileiras horizontais ou verticais (Wray, 1977). São células especializadas, que ocorrem isoladamente em campos horizontais (*horizontal fields*), fileiras horizontais ou em séries verticais. Os campos horizontais diferem das fileiras horizontais por conter filamentos vegetativos entre os tricócitos (Woelkerling, 1988).

A identificação das coralináceas crustosas da Formação Amapá baseou-se nas seguintes feições morfológicas: tipo de conceptáculo e hipotalo, presença ou ausência de fusão celular e de heterocisto (Tabela 4). Foram assim identificados, os gêneros *Lithophyllum*, *Lithoporella*, *Lithothamnion* (no mínimo dois morfotipos), *Mesophyllum*, *Spongites* e *Sporolithon* (anteriormente conhecido como *Archaeolithothamnium*).

O gênero *Lithophyllum* caracteriza-se por hipotalo coaxial, tecido peritalo espesso, e ausência de fusão celular e heterocistos. A análise de um único exemplar do gênero demonstrou que os conceptáculos uniporados medem aproximadamente 200 μm de largura e 85 μm de altura (Estampa 11, Foto 8). Apesar de ter sido identificado somente em rodolitos do Mioceno Médio, não se descarta, todavia, a ocorrência deste gênero em níveis mais antigos da Formação Amapá, visto que foram identificados no Eoceno Médio, fragmentos com características morfológicas semelhantes às desse gênero.

No gênero *Lithoporella*, o hipotalo exhibe células grandes (14 μm de largura e 35 μm de altura), alongadas verticalmente e arranjadas em camada única. O peritalo é ausente, e os conceptáculos uniporados medem 228 μm a 385 μm de largura, e 114 μm a 170 μm de altura. Foram medidos 10 espécimes do gênero. Constatou-se a ocorrência de *Lithoporella* do Eoceno Médio até o Mioceno Médio, tanto sob a forma de fragmentos de crostas, como em rodolitos laminados (Estampa 12, Fotos 2 e 3) e ramificados abertos.

Entre os gêneros identificados, *Lithothamnion* é, notadamente, o mais abundante. Ocorre desde o Eoceno Médio ao Mioceno Médio, sob as formas de fragmentos menores que 2 mm, fragmentos de crostas com arcabouços robusto e delicado, e rodolitos laminados e ramificados abertos. Caracteriza-se por hipotalo não coaxial, peritalo espesso, com fusão celular e conceptáculos multiporados.

No Eoceno Médio e Eoceno Superior, pelo menos duas espécies distintas de *Lithothamnion* foram identificadas. Em uma das espécies (*Lithothamnion* sp₁), os conceptáculos exibem 205 μm

a 250 μm de largura e 45 μm a 90 μm de altura, enquanto uma segunda espécie (*Lithothamnion* sp₂) é caracterizada por conceptáculos nitidamente menores, com larguras entre 85 μm e 165 μm , e alturas compreendidas entre 25 μm e 75 μm . As células são retangulares e medem 7 μm a 15 μm de altura, e 5 μm a 7 μm de largura (Estampa 12, Foto 1). Nesta análise, foram medidos 10 exemplares do gênero.

No Oligoceno e Mioceno, persiste o taxon *Lithothamnion*, não se tendo, todavia, certeza da ocorrência das duas espécies observadas no Eoceno. Observa-se, de qualquer forma, dois grupos distintos de espécimens deste gênero. Há espécimens com conceptáculos, entre 145 μm e 165 μm de largura, e 60 μm a 90 μm de altura. Nestes espécimens, as células apresentam alturas entre 6 μm e 11 μm , e larguras entre 14 μm e 7 μm . Por outro lado, constatou-se outros espécimens, cujos conceptáculos são nitidamente menores, com larguras entre 110 μm e 125 μm , e altura de aproximadamente 55 μm . As medidas das feições morfológicas do gênero *Lithothamnion* foram tomadas de 13 espécimens.

O gênero *Mesophyllum* apresenta conceptáculos multiporados, hipotalo coaxial, normalmente, muito espesso, e peritalo caracterizado por fusão celular. Os conceptáculos são relativamente grandes, com larguras entre 130 μm e 225 μm e alturas entre 45 μm e 100 μm . Foram medidos 5 espécimens do gênero. Ocorre ao longo de toda a Formação Amapá, com aparente predomínio no Oligoceno e Mioceno. Apresenta-se desde a forma de fragmentos menores até crostas, em geral com aspecto foliado, fazendo parte também da composição de rodolitos (Estampa 11, Foto 6). É também comum a ocorrência de *Mesophyllum* sob a forma de ramos/colunas.

O gênero *Spongites* é caracterizado por conceptáculos uniporados, e diferencia-se do gênero *Lithophyllum* pela presença de hipotalo não coaxial. Medidas realizadas em um exemplar revelaram que os conceptáculos exibem aproximadamente 170 μm de largura, e 50 μm de altura. As células no tecido peritalo exibem fusão celular (Estampa 12, Foto 4). De ocorrência

aparentemente restrita, este gênero só foi observado na composição de rodolitos laminados do Eoceno Médio e Oligoceno.

O gênero *Sporolithon* é prontamente reconhecido pela presença de esporângios com formas elipsoidais, dispostos em fileiras, com larguras entre 28µm e 35µm e aproximadamente 57 µm de altura. Foram medidos 5 espécimens do gênero. Observado ao longo de toda a seção colunar da Formação Amapá, o gênero *Sporolithon* ocorre sob a forma de pequenos fragmentos, ramos/colunas e rodolitos.

Na análise taxonômica das coralináceas articuladas, foram utilizados, principalmente, os trabalhos de Johnson (1961) e Wray (1977), tendo sido identificados os seguintes gêneros: *Amphiroa*, *Jania* e cf. *Corallina* (Tabela 3) (Estampa 12, Fotos 5 e 6). Estes gêneros têm ampla distribuição estratigráfica, ocorrendo desde o Eoceno ao Mioceno Médio.

O gênero *Amphiroa* distingue-se por um tecido medular caracterizado por alternância de fileiras de células alongadas e uma fileira de células curtas. Lateralmente a este tecido medular, encontra-se o tecido cortical (Wray, 1977) (Estampa 12, Foto 6).

O gênero *Jania* caracteriza-se por talo composto de segmentos cilíndricos. Os filamentos do tecido medular estão circundados por uma fina camada de filamentos corticais. No tecido medular, as células apresentam-se em forma de cunha, e com comprimentos bem maiores dos observados na maioria dos gêneros de coralináceas articuladas. As sucessivas fileiras de células tendem a formar linhas irregulares no tecido medular (Johnson, 1961; Wray, 1977). Por sua vez, o gênero *Corallina* é definido por tecido medular formado de camadas regulares de células, e por tecido cortical fino (Wray, 1977).

III.3.3. Algas Clorofíceas

As algas clorofíceas ou verdes ocorrem abundantemente no Eoceno Inferior, tendo sido constatadas nos poço 1 (3588 a 3438 m de profundidade) e 5 (3252 a 3054 m de profundidade). São representadas pelos gêneros *Ovulites* e *Halimeda* (Tabela 3).

Os espécimes de *Ovulites* apresentam-se, em sua maioria, em cortes transversais, exibindo formas circulares menores, com diâmetros externos não superiores a 0,2 mm, e formas elípticas maiores, com diâmetros externos, segundo o eixo maior de até 1,7 mm (Estampa 12, Foto 7). A maioria dos espécimens de *Ovulites* tem sua região medular preenchida por micrita e/ou calcita espática ou por carbonato bioclástico.

O gênero *Halimeda*, presente também em grande parte em secções transversais, exhibe comprimentos variáveis entre 4 mm e 1,7 mm e filamentos internos longitudinais na região medular (Estampa 12, Foto 8).

III.4. Foraminíferos

Os foraminíferos da Formação Amapá estão representados pelas subordens Textulariina, Miliolina, Lagenina, Globigerinina e Rotaliina, de acordo com classificação de Loeblich & Tappan (1988). Destacam-se em abundância os macroforaminíferos, caracterizados por volumes mínimos de 3 mm³ e máximos de 300 mm³, e por complexas morfologias internas. Os grandes foraminíferos da Formação Amapá estão enquadrados nas subordens Miliolina e Rotaliina, enquanto que os pequenos foraminíferos, estão distribuídos nas cinco subordens acima mencionadas (Tabela 5).

III.4.1. Pequenos Foraminíferos

Salvo raras exceções, a análise dos pequenos foraminíferos em secção delgada não possibilitou uma classificação taxonômica além do nível de família ou mesmo de subordem. Estes organismos são comparativamente pouco abundantes, à exceção dos foraminíferos planctônicos, cuja ocorrência chega a ser em alguns casos muito expressiva. Seguindo classificação de Loeblich & Tappan (1988), os foraminíferos planctônicos da Formação Amapá podem ser incluídos na Subordem Globigerinina e nas famílias Globigerinidae, Globorotaliidae e, provavelmente, Hantkeninidae. Aparentemente, os globigerinídeos estão representados pelos gêneros *Globigerina* e *Globigerinoides*, e os globorotalídeos pelo gênero *Globorotalia*.

Tendo em vista que a análise dos foraminíferos planctônicos neste trabalho foi realizada em lâminas delgadas de rocha, a determinação destes organismos é bastante imprecisa. Salienta-se aqui a importância da realização de um estudo mais detalhado sobre esses foraminíferos, que, sem dúvida alguma, poderá trazer importantes contribuições, principalmente, para a bioestratigrafia da Formação Amapá.

Os foraminíferos planctônicos ocorrem ao longo de toda a Formação Amapá, e estão representados provavelmente pela Família Hantkeninidae em níveis do Eoceno Médio e Superior (testemunhos #4 e #5 do poço 6), e pelas famílias Globigerinidae e Globorotaliidae em níveis do Eoceno Médio e Superior (testemunhos #4 e #5 do poço 6) ao Mioceno (testemunho #3 do poço 8) (Figs.28,29,37).

Os pequenos foraminíferos bentônicos, porcelânicos e aglutinantes, foram classificados apenas a nível de subordem, sendo assim designados, respectivamente, de miliolíneos e textularíneos. Entre os pequenos foraminíferos bentônicos hialinos (subordens Lagenina e Rotaliina), foi possível distinguir as famílias Nodosariidae, Rotaliidae, Bolivinidae, Nonionidae (*Nonion nassauensis*, *Nonionella*) e Discorbidae (*Neoeponides*) (Tabela 5) (Estampa 13, Fotos 1 e 2). Mesmo raros, os pequenos foraminíferos bentônicos são constantes ao longo de toda a Formação Amapá.

Entre os pequenos foraminíferos, a única espécie identificada em lâmina petrográfica foi *Nonion nassauensis*. Esta espécie foi observada no Eoceno Superior (testemunho #5 do poço 2), em secção axial, sendo caracterizada por testa involuta, e pequenos canais perpendiculares à parede da espira (Loeblich & Tappan, 1988) (Fig.8) (Estampa 13, Foto 2). O gênero *Nonionella*, verificado no Oligoceno Inferior (testemunho #3 do poço 6), pode ser reconhecido pelo alargamento progressivo das câmaras a partir do prolóculo (Fig. 30). Observado também no Oligoceno Inferior (testemunho #3 do poço 6), juntamente com a espécie *Nonion nassauensis*, o gênero *Neoeponides* caracteriza-se por exibir, em secção axial, septos com bordas recurvadas (Loeblich & Tappan, *op. cit.*).

III.4.2. Macroforaminíferos

O termo macroforaminífero não corresponde a uma categoria taxonômica formal, todavia neste termo estão englobados taxa, caracterizados não somente por tamanhos de testa superiores a 1 mm, como também por complexas morfologias internas (Dilley, 1973).

Os grandes foraminíferos, tanto os vivos como os fósseis, são abundantes e amplamente distribuídos em sedimentos marinhos rasos, em regiões tropicais e subtropicais, sendo assim importantes elementos nestes sistemas ecológicos. Em recifes atuais, estes foraminíferos perfazem, geralmente, 15% ou mais da biota típica de construções carbonáticas, com produção de carbonato comparável à dos corais e algas calcárias (Hallock, 1981a).

Na Formação Amapá, é indiscutível a importância dos macroforaminíferos na formação das rochas carbonáticas. Estão representados por pelo menos 12 famílias, 17 gêneros, 7 subgêneros e 32 espécies (Tabela 5).

O estudo taxonômico desses foraminíferos está fundamentado em seus complexos caracteres morfológicos internos, visíveis somente em cortes axiais e/ou equatoriais. Entre as feições morfológicas de importância taxonômica, estão a nucleoconcha ou aparelho embrionário, o enrolamento das câmaras, a forma e a disposição das câmaras equatoriais e laterais (Adams, 1987).

O aparelho embrionário dos macroforaminíferos é constituído, em sua maioria, de duas câmaras, protoconcha (primeira câmara embrionária) e deuterconcha (segunda câmara do aparelho embrionário bilocular). O enrolamento das câmaras pode se dar segundo diferentes formas, como por exemplo, helicoidal, planoespiralada e trocoespiralada. As câmaras equatoriais são observadas nas secções horizontais (Estampa 18, Foto 6), enquanto as câmaras laterais dispõem-se simetricamente em relação à camada de câmaras equatoriais, em secções axiais com simetria bilateral (Estampa 18, Foto 5).

Na identificação, a nível de espécie, dos macroforaminíferos do Terciário da Bacia da Foz do Amazonas, utilizou-se, basicamente, a chave de classificação de Butterlin (1981), por ser esta voltada exclusivamente aos macroforaminíferos bentônicos da região do Caribe. Foram também importantes, no estudo taxonômico dos macroforaminíferos, os trabalhos de Ellis & Messina (1967), Butterlin (1971, 1983, 1987, 1990, 1991), e Adams (1987).

III.4.2.1. Miliolíneos

Os macroforaminíferos da subordem Miliolina caracterizam-se por testas calcárias imperfuradas ou porcelânicas, enrolamento planoespiral e uniseriado, e câmaras simples ou divididas por septos radiais.

Os miliolíneos da Formação Amapá, em razão de se apresentarem quebrados, não foram classificados a nível de espécie, sendo, inclusive, difícil sua determinação mesmo a nível de gênero (Estampa 13, Foto 3). Esses foraminíferos foram observados a partir do Oligoceno Superior, tendo-se constatado peneroplídeos (cf. *Peneroplis*) e soritídeos (cf. *Archaias* e cf. *Cyclobirculina*) no Oligoceno Superior (testemunho #3 do poço 2 e testemunho #1 do poço 4)(Figs.10,20), e soritídeos no Mioceno (testemunho #2 do poço 2, e amostras de calha do poço 5, entre 1800 m e 1900 m de profundidade)(Figs.11, 21).

Tanto o gênero *Archaias* como o *Peneroplis* exibem, em corte axial, um espessamento no centro da testa. A diferenciação entre eles é dada pela presença de câmaras divididas no gênero *Archaias*, ao passo que no gênero *Peneroplis*, esta divisão de câmaras não é observada. O gênero *Cyclobirculina* mostra também um espessamento na parte central da testa, diferenciando-se das demais formas pela presença de câmaras com partições subepidermais (Loeblich & Tappan, 1988).

III.4.2.2. Rotalíneos Incrustantes

Na classificação dos foraminíferos considerados como incrustantes, ou seja, acervulinídeos, cimbaloporídeos, planorbulinídeos, homotrematídeos e victorieliídeos, deparou-se

também com uma certa dificuldade, face à não disponibilidade de cortes orientados, e à má preservação dos espécimens observados. Assim, foram identificados, os gêneros cf. *Acervulina* e *Sphaerogypsina*, entre os acervulinídeos, tendo-se classificado a nível de espécie, apenas o planorbulinídeo *Planorbulinella* cf. *P. larvata* e o cimbaloporídeo *Fabiania cassis*.

Em lâminas petrográficas, é nítida a diferenciação entre as famílias de foraminíferos incrustantes, principalmente, no que tange a disposição das câmaras. Nos acervulinídeos, as câmaras iniciam-se com uma disposição espiralada, e distribuem-se de maneira irregular, em uma ou mais camadas. As paredes das câmaras são, em geral, intensamente perfuradas. Os cimbaloporídeos e planorbulinídeos são trocoespiralados, todavia, as câmaras nos primeiros estão dispostas em camada plana ou cônica, ao passo que nos planorbulinídeos as câmaras chegam a formar testas discoidais ou subglobulares, podendo também apresentar paredes perfuradas. Já nos homotrematídeos e victorieliídeos, as paredes calcárias são grosseiramente perfuradas e opticamente radiais. Nos homotrematídeos, as últimas câmaras podem exibir estrutura ramificada, enquanto nos victorieliídeos, as últimas câmaras apresentam-se com formas bastante irregulares (Estampa 13, Fotos 4 a 6).

O gênero cf. *Acervulina* ocorre, fundamentalmente, associado a rodolitos em níveis do Mioceno Inferior (testemunho #2 do poço 5) e Mioceno Médio (testemunho #1 do poço 2) (Figs.12,24). Neste gênero, as câmaras estão dispostas irregularmente, e as paredes calcárias apresentam-se perfuradas. O acervulinídeo *Sphaerogypsina*, por sua vez, apresenta forma circular, em secção equatorial, e caracteriza-se por várias e pequenas câmaras, alinhadas em camadas sucessivas (Estampa 13, Fotos 7 e 8). Constatou-se este gênero em níveis do Neógeno da Bacia da Foz do Amazonas. Apesar da identificação de acervulinídeos apenas em níveis do Mioceno (Figs.11,12,25,31,40,42) não se descarta a possibilidade de ocorrência destes foraminíferos em níveis mais antigos da formação, visto que foram observados espécimens, cuja forma e disposição das câmaras são semelhantes às da Família

Acervulinidae do Eoceno Superior (testemunho #5 do poço 2) (Fig.8).

A espécie *Planorbulinella* cf. *P. larvata* exibe em corte axial forma elipsoidal, com bordas arredondadas, e parede calcária opticamente radial (Estampa 13, Foto 4). Aparentemente, esta espécie está restrita ao Mioceno Médio da Formação Amapá (testemunho #1 dos poços 2 e 5, e testemunho #2 do poço 6) (Figs.12,25,31).

Em secção axial, a espécie *Fabiania cassis* apresenta testa em forma cônica, com ápice arredondado, e câmaras não divididas (Estampa 13, Fotos 5 e 6). Encontra-se amplamente distribuída nos depósitos carbonáticos de rodolitos do Eoceno Médio (testemunho #6 do poço 2, e testemunho #6 do poço 6) e Eoceno Superior (testemunho 5, poço 2) (Figs.7,8,27).

III.4.2.3. Asterocyclinidae

A Família Asterocyclinidae distingue-se por apresentar testa circular ou em forma de estrela, e camada equatorial constituída de várias camadas de câmaras laterais pequenas (Loeblich & Tappan, 1988). Em secção equatorial, os espécimens podem ou não exibir divisões radiais nos anéis circulares. Estas divisões, quando presentes estão, em sua maioria, alinhadas de um anel a outro (Butterlin, 1981).

Para a identificação de asterociclinídeos a nível de espécie, são imprescindíveis cortes orientados, que possibilitam a visualização de caracteres morfológicos. Assim, a análise taxonômica dos asterociclinídeos dos carbonatos Amapá limitou-se aos cortes orientados efetuados em amostras do poço 2, e às raras secções orientadas encontradas nos demais poços.

Foram identificados o gênero *Asterocyclina* (Estampa 14, Fotos 1 a 5), e o subgênero *Pseudophragmina* (*Pseudophragmina*) (Estampa 14, Foto 6). O primeiro distingue-se pela presença expressiva de divisões de câmaras radiais. Em secção equatorial, a protoconcha apresenta-se parcialmente encoberta por uma deuteroconcha maior, e zonas radiais com câmaras equatoriais alongadas (Loeblich & Tappan, 1988). Este gênero

foi observado no Eoceno Médio, Parte Inferior (testemunho #6 do poço 2) e Eoceno Médio, Parte Superior (testemunho #4 do poço 4, testemunho #5 do poço 3) (Figs.7,17).

No gênero *Pseudophragmina*, as divisões radiais dos anéis apresentam-se completas, em corte equatorial, mas alternantes de um anel a outro. No subgênero *P. (Pseudophragmina)*, essas divisões apresentam-se mal desenvolvidas, e estão substituídas por grânulos (Butterlin, 1981). Em secção axial, este subgênero chega a exibir um número elevado de camadas de câmaras laterais (Estampa 14, Foto 6). Este subgênero foi constatado em níveis do Eoceno Superior (testemunho #5 do poço 2) (Fig.8).

III.4.2.4. Nummulitidae

O estudo taxonômico dos numulitídeos, limitado às vezes pela falta de cortes propícios, revelou a presença de 7 espécies (Tabela 5). Estes foraminíferos apresentam-se tanto sob a forma macrosférica (forma A) como microsférica (forma B), sendo este dimorfismo, de acordo com Hallock (1985), muito freqüente nesta família.

A Família Nummulitidae é caracterizada por testas involutas e evolutas, bilateramente simétricas, câmaras numerosas, simples ou subdivididas em câmaras menores (Loeblich & Tappan, 1988). Em secção equatorial, os numulitídeos têm forma circular, e os septos podem formar ângulos bem marcados em relação às paredes da lâmina espiral. Em corte axial, as testas lembram um "pente", face à existência de inúmeros canais perpendiculares à superfície da lâmina espiral.

A espécie *Ranikothalia bermudezi* distingue-se sobremaneira, entre os numulitídeos, pela presença em secção axial, de cordão marginal (canais situados na região marginal da parte mais alongada do eixo de enrolamento), com canais irregulares e grossos (Estampa 15, Foto 1). Esta espécie é muito comum em estratos do Paleoceno Superior e Eoceno Inferior da Formação Amapá (poços 2 e 5) (Figs.6,21).

Na Formação Amapá, foram identificadas quatro espécies do gênero *Operculinoides* (Tabela 5). A espécie *Operculinoides* cf.

O. cojimarensis, observada em níveis do Mioceno (testemunho #3 do poço 11), distingue-se da espécie *O. floridensis* por apresentar, em secção axial, a margem da última volta muito alta, em comparação ao tamanho da testa (Fig. 42) (Estampa 15, Fotos 2 e 3). A espécie *O. dia*, por sua vez, é definida em corte equatorial, pela presença de divisões de câmaras relativamente pouco arqueadas para trás (Estampa 15, Foto 5).

Espécimens de *O. floridensis* são bastante comuns em estratos do Eoceno Médio e Superior (Figs.7,8), enquanto a espécie *O. dia* foi observada apenas em camadas do Oligoceno Inferior e Superior (poço 2 e testemunho #3 do poço 5) (Fig.6,23). Por sua vez, a espécie *O. panamensis* caracteriza-se por apresentar, em secção axial, zona do cordão marginal angular (Butterlin, 1981). Esta espécie foi observada somente no testemunho #3 do poço 5, representativo do Oligoceno Superior (Fig.23).

Cole (1960) colocou o gênero *Operculinoides* em sinonímia com o gênero *Nummulites*. Butterlin (1981) não aceitou esta sinonímia e apresentou como argumentos as diferenças existentes entre estes gêneros. Para este autor, o gênero *Operculinoides* exibe um crescimento acentuado da altura das voltas das espiras, notadamente das últimas, o que não ocorre no *Nummulites*. As testas deste gênero são, em geral, evolutas, enquanto no *Operculinoides*, as testas são, em sua maioria, involutas. Neste trabalho, preferiu-se adotar a nomenclatura de Butterlin (*op. cit.*), visto que foram observados nos espécimens todos os caracteres morfológicos distintivos dos referidos gêneros.

Apenas uma espécie do gênero *Nummulites* foi identificada nos carbonatos Amapá. Trata-se de *N. willcoxi*, considerada por Butterlin (1981), como a espécie-tipo deste gênero. Caracteriza-se por testa evoluta, apresentando, em secção axial, uma zona do cordão marginal arredondada. Esta espécie foi observada somente no testemunho #5 do poço 3, interpretado como Eoceno Médio da Formação Amapá.

O gênero *Heterostegina* está representado por uma única espécie, *H. antillea*. Esta espécie, de ampla distribuição em

camadas do Oligoceno Superior (testemunho #2 do poço 4), exhibe, em secção axial, testa involuta e espessa (Fig.19) (Estampa 15, Fotos 6 e 7).

III.4.2.5. *Lepidocyclinidae*

Os lepidociclinídeos exibem testa circular (secção equatorial ou horizontal) e lenticular comprimida ou inflada (secção axial). Nas secções horizontais, as câmaras equatoriais apresentam-se dispostas ao redor do aparelho embrionário, enquanto nas secções axiais, observa-se uma camada equatorial distinta, sobreposta, em cada um dos lados, por zonas de câmaras laterais.

Os lepidociclinídeos (subfamílias *Lepidocyclininae* e *Helicolepidininae*) são notadamente os mais abundantes macroforaminíferos da Formação Amapá. No estudo taxonômico destes foraminíferos, utilizou-se a classificação proposta por Butterlin (1981, 1987, 1990), que tem como critério básico na definição dos subgêneros, o tamanho relativo da protoconcha e da deuterococha. O autor estabelece assim os seguintes subgêneros: *Lepidocyclina* Gumbel, 1870, *Neolepidina* Bronnimann, 1947, *Nephrolepidina* H. Douvillé, 1911 e *Eulepidina* H. Douvillé, 1911.

O subgênero *Lepidocyclina* exhibe protoconcha e deuterococha de tamanhos subiguais, separados por parede divisória ligeiramente curva ou reta. No subgênero *Neolepidina*, a deuterococha é nitidamente maior que a protoconcha, enquanto a deuterococha no subgênero *Nephrolepidina* é muito grande, cobrindo quase toda a protoconcha. Quanto ao subgênero *Eulepidina*, a protoconcha está totalmente envolvida pela deuterococha (Butterlin, 1981).

Foram identificadas, na Formação Amapá, 11 espécies de lepidocicliníneos, que podem se apresentar, tanto sob a forma microsférica como macrosférica (Tabela 5). A espécie *L. (Neolepidina) pustulosa* exhibe, em secção axial, câmaras laterais dispostas em fileiras regulares, com paredes levemente curvas (Estampa 16, Fotos 1 e 2). Em secção equatorial, as

câmaras assemelham-se a "escamas de peixe", e a deuteroconcha é nitidamente maior que a nucleoconcha (Estampa, 16 Foto 3). É comum nos carbonatos Amapá, a ocorrência de *L. (Neolepidina) pustulosa* em forma de estrela (Estampa 16, Foto 4), também muito freqüente na região do Caribe (J. Butterlin, comunicação oral, 1992). Nos carbonatos Amapá, esta espécie foi observada em níveis do Eoceno Médio e Superior (Figs. 8,17).

A espécie *L. (Neolepidina) pustulosa* var. *tobleri* distingue-se por exibir, em seção equatorial, câmaras losangulares e nucleoconcha de grandes dimensões (Estampa 16, Foto 5). Diferencia-se, por sua vez, de *L. (Neolepidina) gubernacula*, que apresenta, em seção axial, uma camada equatorial de espessura relativamente pequena, sendo esta coberta por câmaras laterais na região marginal. Estas espécies foram constatadas em camadas do Eoceno Superior.

A espécie *L. rdouvillei* é caracterizada por nucleoconcha constituída por duas câmaras com tamanhos um pouco desiguais, havendo aparentemente recobrimento da protoconcha pela deuteroconcha. As câmaras equatoriais são em forma de arco, e sua distribuição é espiralada (Neumann et al., 1986) (Estampa 16, Foto 6). A ocorrência desta espécie foi registrada nos níveis do Eoceno Médio Superior (testemunho #4 do poço 4) (Fig. 17).

Em corte axial, na espécie *L. (Neolepidina) macdonaldi*, a distribuição das câmaras laterais apresenta-se nitidamente irregular, o que a distingue da espécie *L. (Neolepidina) pustulosa* (Estampa 16, Foto 7). Em seção equatorial, as câmaras são subhexagonais, sobretudo na região externa da testa, enquanto as câmaras embrionárias exibem grandes dimensões (Estampa 16, Foto 8). Esta espécie foi observada em camadas do Eoceno Superior (testemunho #5 do poço 2 e testemunho #3 do poço 4) (Figs.8,18).

Observada somente em corte axial, a espécie *L. (Nephrolepidina) chaperi* caracteriza-se pela presença de câmaras laterais com paredes finas em fileiras regulares (Estampa 17,

Fotos 1 e 2). Sua ocorrência é restrita ao Eoceno Superior da Formação Amapá (poço 6, e testemunho #3 do poço 4) (Figs.18,26).

A espécie *L. (Nephrolepidina) cf. vaughani* diferencia-se da espécie anterior por apresentar, em secção axial, câmaras laterais espessas e distribuição totalmente irregular (Butterlin, 1981). Foi observada somente no Oligoceno Superior (testemunho #3 do poço 5) (Fig.23).

Quatro espécies do subgênero *Lepidocyclina* foram identificadas, notadamente em níveis do Oligoceno Inferior e Superior (testemunho #3 do poço 6, testemunho #2 do poço 7, testemunho #3 do poço 5) (Figs.23,30,33). Foi possível diferenciar estas espécies até mesmo em secções axiais utilizando, nesta distinção, os mesmos critérios aplicados por Butterlin (1983), na identificação das espécies de *Lepidocyclina* das Antilhas Francesas.

As espécies *L. (Lepidocyclina) yurnagunensis* e *L. (Lepidocyclina) canellei* exibem, em secção axial, algumas diferenças bastante visíveis como, por exemplo, a presença de câmaras equatoriais rômbricas e pequenos embriões na primeira espécie, e câmaras equatoriais hexagonais na segunda espécie. Em cortes axiais utilizou-se, também como critério de diferenciação, a altura das câmaras laterais, definitivamente, maiores na espécie *L. (Lepidocyclina) canellei* (Estampa 17, Fotos 3 e 4). Em secções equatoriais, as câmaras subhexagonais na porção média da testa de *L. (Lepidocyclina) canellei*, passam a apresentar alturas sensivelmente maiores, em direcção às partes mais externas (Estampa 17, Foto 5).

Em secções axiais, as espécies *L. (L.) canellei* e *L. (L.) waylandvaughani* apresentam-se bem diferenciadas. Na primeira, as câmaras laterais estão dispostas em colunas muito regulares, enquanto na segunda, estas câmaras dispõem-se de maneira irregular, sendo mais alongadas que as câmaras da espécie *L. (L.) canellei*, que se apresentam mais altas e curtas (Estampa 17, Fotos 4 e 6).

A espécie *L.(L.) giraudi* apresenta-se muito polimórfica em secção axial, e exibe razão diâmetro/espessura semelhante à de *L.(Lepidocyclina) canellei*. Todavia, a disposição das câmaras é mais irregular, observando-se pilares, em geral muito bem marcados na região central da testa de formas microsféricas (Estampa 17, Foto 7).

Entre os espécimes do subgênero *Eulepidina*, identificou-se apenas a espécie *L.(Eulepidina) undosa*, típica de estratos oligocênicos da Formação Amapá (Figs.9,14,19). Esta espécie é facilmente reconhecida, dada suas grandes dimensões, chegando a atingir até proporções milimétricas, e o recobrimento total da protoconcha pela deuteroconcha. Devido a processos de dissolução e preenchimento, não foi possível observar o prolóculo, na maioria dos espécimes estudados de *Eulepidina* (Estampa 17, Foto 8).

Na Subfamília *Helicolepidininae*, foram identificadas as espécies *Helicostegina dimorpha*, *Helicostegina polygyralis*, *Helicolepidina spiralis* e *Helicolepidina nortoni*, características do Eoceno Médio e Superior da Formação Amapá (Figs.7,8,17) (Estampa 18, Fotos 1 a 4). A espécie *Helicostegina dimorpha* exibe, em corte axial, camada equatorial diferenciada, na parte mais externa da testa (Estampa 18, Fotos 1 e 2). Por sua vez, a espécie *Helicostegina polygyralis* caracteriza-se, em secção equatorial, por uma camada equatorial que se estende desde a nucleoconcha até a margem externa (Estampa 18, Foto 3).

O gênero *Helicolepidina* diferencia-se do gênero *Helicostegina* por não exibir camada equatorial em secção axial. Em secção equatorial do gênero *Helicolepidina*, é possível reconhecer que somente as voltas externas apresentam câmaras subdivididas em pequenas câmaras ou camaretas, em forma de "escama de peixe" (Butterlin, 1981) (Estampa 18, Foto 4).

III.4.2.6. Amphisteginidae

Os amfisteginídeos distinguem-se pela presença de câmaras equatoriais rômbricas a ogivais, alongadas radialmente, e testa com uma depressão marginal bem marcada, em secção axial. Nas formas primitivas, as câmaras laterais podem não ocorrer (Butterlin, 1981) (Estampa 18, Foto 5).

Entre os amfisteginídeos, identificou-se a espécie *Amphistegina lopeztrigoi*, cuja testa apresenta-se assimétrica em secção axial, com pilares espessos em sua porção central (Estampa 18, Foto 5). A ocorrência desta espécie restringe-se ao Eoceno Inferior (poços 1 e 5) e ao Eoceno Médio (testemunho #6 do poço 2) da Formação Amapá (Figs.5,7,21).

Pelo menos dois outros morfotipos do gênero *Amphistegina* foram constatados nos calcários Amapá. Um dos morfotipos, comumente encontrado no Mioceno da Formação Amapá, exhibe formas infladas ou esferóides, com razão espessura/diâmetro (E/D) igual ou superior a 0,5, segundo parâmetro estabelecido por Hallock & Glenn (1986) (Figs.8,31)(Estampa 18, Foto 6). Estas formas assemelham-se à espécie *Amphistegina lessonii*, identificada por Petri (1957) para os sedimentos miocênicos da Formação Pirabas, aflorante no Estado do Pará. O outro morfotipo, também restrito ao Mioceno, apresenta razão E/D inferior a 0,5, e testas mais planas. Tais formas são muito semelhantes à espécie *Amphistegina gibbosa*, considerada como típica da região caribenha (Crouch & Poag, 1979).

Tinoco (1971, 1972) reconheceu, em sedimentos atuais da plataforma continental do norte-nordeste brasileiro (Atol das Rocas e arquipélago de Fernando de Noronha), a espécie *Amphistegina radiata* forma *tumida*. Aparentemente, este autor colocou esta espécie em sinonímia com *A. lessonii*, tratando-se, possivelmente, da mesma espécie encontrada por Petri (1957) na Formação Pirabas. Entretanto, a falta de ilustrações da espécie *A. radiata* nos trabalhos de Tinoco (1971,1972) não nos permite qualquer afirmação nesse sentido, permanecendo assim o assunto em aberto.

III.4.2.7. Miogypsinidae

Semelhantemente à Família Asterocyclinidae, os miogipsinídeos somente são classificados, a nível de espécie, principalmente, a partir da análise de secções equatoriais. Dessa maneira, o estudo de miogipsinídeos da Formação Amapá limitou-se aos cortes orientados, efetuados em amostras do poço 2, tendo em vista que nos demais poços, as secções eram, em sua grande maioria, axiais.

A Família Miogypsinidae tem como critérios diagnósticos e visíveis em secções petrográficas, a presença, em cortes equatoriais, de câmaras dispostas em anéis concêntricos, cortados, em geral, por septos radiais, o que delimita espaços com formas quadradas ou retangulares. Em secções axiais, as câmaras periembrionárias (câmaras que seguem àquelas do aparelho embrionário) são grandes e numerosas.

Na Formação Amapá, foram identificados o gênero *Miogypsina* e os subgêneros *Miogypsina* e *Miogypsinita* em camadas do Mioceno Inferior e Médio (Figs. 6,38) (Estampa 19, Fotos 1 a 3). O subgênero *Miogypsina* é caracterizado, segundo Butterlin (1981), por um aparelho embrionário e câmaras periembrionárias em geral uniespiralados, e por câmaras laterais pouco desenvolvidas, formando em secção axial, uma única camada (Estampa 19, Fotos 1 e 2). O subgênero *Miogypsinita* é definido por aparelho embrionário, situado em estágio nepiônico (fase jovem) entre o centro e a margem da testa. Isto diferenciaria, de acordo com Loeblich & Tappan (1988), as formas macrosféricas de *Miogypsinita* das de *Miogypsina*, que exibiriam o aparato embrionário em regiões apicais.

III.5. Briozoários

Briozoários são animais coloniais, marinhos, sésseis, bentônicos, e suspensívoros (Nelson et al., 1988). Cada indivíduo ou zoóide da colônia é composto de um saco com paredes duplas membranosas ou calcárias (zoécio), que contem as partes moles do animal. O conjunto de zoóides forma o zoário ou colônia (Brassler, 1953).

Os briozoários dos carbonatos Amapá estão enquadrados, em sua maioria, na Ordem Cheilostomata, caracterizada por zoários geralmente calcários, delicados e variados morfologicamente, e zoóides em forma de caixas, portando abertura e opérculo (Brassler, 1953; Nelson et al., 1988).

Esses organismos ocorrem ao longo de toda a Formação Amapá, como incrustantes em rodolitos, ou como fragmentos na fração rudácea (> 2 mm) ou fina (< 2 mm). Na maioria dos poços estudados, os briozoários são raros, à exceção do poço 3, situado na porção sudeste da plataforma carbonática Amapá. Neste poço, estes elementos biogênicos são abundantes (frequência entre 10 e 50%), em rochas carbonáticas do Mioceno Médio e Inferior.

A frequência relativamente alta de briozoários no poço 3 deve-se, provavelmente, à ausência de algas calcárias. Para Duncan (1957, *apud* Nelson et al., 1988), estas algas seriam elementos competidores em mares rasos, e restringiriam a ocorrência de briozoários a segundo plano nas biocenoses.

Os briozoários não foram isolados da matriz das rochas carbonáticas, em razão de sua estrutura morfológica delicada e de sua predominante ocorrência como fragmentos. Assim, seu estudo restringiu-se às secções delgadas de amostras de testemunhos, tendo-se analisado, excepcionalmente, lâminas delgadas de amostras de calha dos poços 3, 8 e 11, devido à expressiva abundância de briozoários nestes poços.

Nelson et al. (1988) sugerem uma terminologia relativamente simples para as formas dos zoários de briozoários queilostomados e ciclostromados. Com base nesta terminologia descritiva, os briozoários da Formação Amapá, presentes normalmente em secções transversais, foram divididos em incrustantes unilaminares (*Enul*) ou membraniporiformes, e multilaminares (*Enmul*) ou celleporiformes; eretos rígidos foliáceos (*ERfo*) ou eschariformes, ramificados robustos (*ERro*) ou adeoniformes, e ramificados delicados (*ERde*) ou vinculariformes; e eretos flexíveis (*Ef*) ou cellariformes (Estampa 20, Fotos 1 a 5) (Tabela 6).

As formas de zoários do tipo incrustante unilaminar são muito semelhantes, em secção transversal, às formas do tipo ereto rígido foliáceo. Estas últimas diferenciam-se das primeiras por serem bilamelares. Todavia, nem sempre é possível visualizar esta feição, o que dificulta a distinção desses morfotipos. Esta dificuldade foi constatada em níveis do Eoceno Superior Inferior (testemunho #5 do poço 2), e do Mioceno Médio e Inferior do poço 3.

Os briozoários incrustantes multilaminares são bisseriais, o que os diferencia dos incrustantes unilaminares (Estampa 20, Foto 1). São aparentemente freqüentes em depósitos do Eoceno Médio (testemunho 6 do poço 6), ocorrendo no Eoceno Superior (testemunho #3 do poço 4), associados aos morfogrupos ERro e ERfo. No Oligoceno Superior (testemunho #3 do poço 5), os briozoários incrustantes associam-se a briozoários eretos rígidos foliáceos e robustos, e eretos flexíveis (Tabela 6). Em depósitos do Neogeno, o morfotipo Enmul foi constatado em abundância no Mioceno Médio dos poços 10 (testemunho #1), e 11 (testemunho #3), ocorrendo, neste último, em associação com os briozoários ERro, ERfo e Ef.

O morfogrupo ereto rígido ramificado robusto exhibe formas lobadas a achatadas, e é caracterizado, como o próprio nome diz, por paredes robustas (Estampa 20, Fotos 2 e 3). Esta forma é comum nas biocenoses do Eoceno Médio Superior (testemunho 4 do poço 4), e do Eoceno Superior (testemunho #3 do poço 4), ocorrendo nesta última juntamente com briozoários ERfo.

No Oligoceno Inferior (testemunho #3 do poço 6 e testemunho #4 do poço 8), os briozoários ERro são aparentemente raros e pequenos. Por sua vez, no Oligoceno Superior, passam a ser localmente comuns como, por exemplo, no testemunho #3 do poço 5, onde predominam, tanto nas associações da base, como do topo do testemunho (Fig. II.17). No Mioceno Inferior (testemunho 2 do poço 5), o morfotipo ERro está associado às formas ERfo, Ef e ERde.

O morfotipo ramificado delicado, ao contrário dos briozoários ramificados robustos, apresenta, em secções

transversais, formas cilíndricas a subcilíndricas, nitidamente finas. Este tipo de briozoário é raro, aparentemente limitado aos níveis do Mioceno Inferior (testemunho #2 do poço 5) e Médio (testemunho #1 do poço 5; tetemunho #1 do poço 2; testemunho #2 do poço 6).

Os zoários considerados como ereto flexível exibem também ramos cilíndricos a subcilíndricos, diferenciando-se das formas ramificadas delicadas, por não apresentarem ramos que se bifurcam (Estampa 20, Foto 4). Estes briozoários foram observados desde o Eoceno Médio Inferior (testemunho # 6 do poço 2) até o Mioceno Médio da Formação Amapá (testemunho #3 do poço 11). Em depósitos do Eoceno Superior Inferior (testemunho #5 do poço 2), os espécimes do morfotipo Ef são raros e estão associados a briozoários ERro.

No Mioceno Inferior, os briozoários eretos flexíveis são localmente abundantes, como por exemplo, na porção basal do testemunho #2 do poço 5. No Mioceno Médio (testemunho #1 do poço 5, testemunho #1 do poço 2, testemunho #2 do poço 6), estes briozoários são aparentemente dominantes, e estão associados aos morfotipos ERde e Enmul. A exceção das formas ERde, esta associação foi também encontrada no Mioceno Inferior e Médio do poço 3, situado na porção sul da plataforma Amapá.

III.6. Outros Componentes Biogênicos

Além das algas calcárias, foraminíferos e briozoários, os carbonatos Amapá contêm outros componentes biogênicos, em geral raros, podendo, entretanto, ocorrer com frequência superior a 2%. São eles: equinodermas, crustáceos, tubos de vermes, moluscos, corais e restos vegetais. Estes elementos ocorrem, preferencialmente, como fragmentos finos ou rudáceos imersos em matriz ou cimento.

Os equinodermas são elementos constantes ao longo de toda a sedimentação carbonática da Bacia da Foz do Amazonas. Apesar de não terem sido estudados sistematicamente, os equinodermas são aparentemente representados por, no mínimo, duas classes, Crinoidea e Echinoidea. Entre os crustáceos foram observados

ostracodes e cirripédios. Entre os moluscos ocorrem gastrópodes e pelecípodas. Quanto aos tubos de vermes, só foram identificados os serpulídeos, considerados como poliquetos sedentários, e caracterizados por tubos calcários, em geral associados a nódulos de coralináceas.

Seguindo a sistemática de Laborel (1968), os corais da Formação Amapá podem ser enquadrados na

Classe Anthozoa

Ordem Scleractinia Bourne, 1900

Subordem Fungiina Verrill, 1865

Família Poritidae Gray, 1842

Porites cf. *branneri*, Rathbun

Porites sp.

Subordem Faviina, Vaughan & Wells, 1943

Família Rhizangiidae d'Orbigny, 1851

cf. *Phyllangia* Milne Edwards & Haime

O gênero *Porites* é notadamente o coral mais abundante. A espécie *Porites branneri* é caracterizada por cálices pequenos, com diâmetros não superiores a 1 mm, e pela presença de um anel central, que representaria, segundo Leão (1986), a columela. A espécie *Porites* sp., por outro lado, exibe cálices com diâmetros maiores, que chegam a atingir 5 mm (Estampa 19, Foto 4).

Algumas formas encontradas se assemelham ao gênero *Phyllangia*, porém com dimensões menores do que aquelas estabelecidas por Leão (1986) para a espécie *Phyllangia americana*. No material estudado, as formas apresentam cálices com diâmetros de aproximadamente 2 mm, e comprimentos dos septos maior e médio de, respectivamente, 1 mm e 0,9 mm (Estampa 19, Foto 5).

III.7. Análise Bioestratigráfica

A análise bioestratigráfica da Formação Amapá constou, principalmente, do estabelecimento de um biozoneamento a partir de macroforaminíferos, e de sua comparação com o zoneamento bioestratigráfico estabelecido por Abreu *et al.* (1986), com base em foraminíferos planctônicos, palinomorfos, nanofósseis e macroforaminíferos. Procurou-se, também, no estudo bioestratigráfico aqui apresentado, comparar o biozoneamento

realizado, com as linhas filogenéticas evolutivas do gênero *Lepidocyclina*, determinadas por Butterlin (1987), e compreender o processo de migração desses foraminíferos, tendo como base sua ocorrência em outras partes do mundo.

III.7.1. Zoneamento Bioestratigráfico

Os macroforaminíferos são bioestratigraficamente importantes devido à sua rápida diversificação e extinções abruptas (Hallock, 1985). Dessa maneira, estes foraminíferos têm sido amplamente utilizados em estudos de zoneamento bioestratigráfico de plataformas carbonáticas como, por exemplo, nas seqüências neógenas da Austrália e Nova Zelândia (Chaproniere, 1981, 1984), no Paleoceno ao Eoceno Médio da Turquia (Butterlin & Monod, 1969), e nas seqüências do Paleógeno Superior ao Neógeno do embaiamento Vera Cruz no México (Barker & Blow, 1976).

No Brasil, estudos bioestratigráficos com base em macroforaminíferos são raros. Na Formação Amapá, mais especificamente, estes estudos restringem-se aos trabalhos de Abreu *et al.* (1986) e Abreu & Viviers (1993), e a relatórios internos da Petrobrás S.A. Tendo em vista que os dados apresentados por Abreu & Viviers (1993) estão publicados sob a forma de resumo, e a dificuldade de acesso aos relatórios internos da Petrobrás S.A, pode-se dizer que as únicas informações disponíveis atualmente sobre a bioestratigrafia do Terciário da Bacia da Foz do Amazonas estão contidas em um único trabalho, o de Abreu *et al.* (1986).

Face a esta situação, julgou-se extremamente necessário um estudo mais detalhado sobre a bioestratigrafia dos carbonatos Amapá. O poço 2 foi escolhido para este estudo, por exibir uma seção completa da formação, e por apresentar um número razoável de testemunhos de sondagem. Foram assim utilizadas lâminas petrográficas de amostras de testemunho e calha, bem como seções orientadas de macroforaminíferos, triados de amostras deste poço (vide item III.2). Todavia, face às lacunas de amostragem e à impossibilidade em se identificar algumas espécies, principalmente no que se refere ao gênero

Amphistegina, optou-se por realizar uma bioestratigrafia informal. Soma-se a estes fatores, o intenso retrabalhamento sofrido pelo material carbonático, principalmente no Eoceno Médio e Oligoceno Inferior.

No biozoneamento do Terciário da Bacia da Foz do Amazonas, aplicou-se o conceito de zona de intervalo superior, definida pelo primeiro aparecimento na sondagem do taxon diagnóstico, ou seja, o limite superior da zona biointervalo é marcado pelo nível de extinção de um taxon (Petri et al., 1986). Não obstante as dificuldades encontradas, foi possível constatar na Formação Amapá, muitas das biozonas observadas por Butterlin (1981) para a região do Caribe.

Considerando, inicialmente, apenas os gêneros na análise bioestratigráfica, constata-se que o Paleoceno Superior/Eoceno Inferior é caracterizado por *Ranikothalia*, enquanto no Eoceno Inferior, ocorrem *Amphistegina* e *Helicostegina*. Do Eoceno Médio ao Oligoceno Superior predominam os gêneros *Lepidocyclina* e *Operculinoides*. A passagem para o Mioceno Inferior é marcada pelo aparecimento do gênero *Miogypsina*, enquanto o Mioceno Médio é caracterizado pela associação de *Amphistegina* (predominante) e *O. cojimarensis* (Fig.43).

A identificação de espécies levou ao estabelecimento das seguintes biozonas informais, a partir da mais antiga: T1 (Paleoceno Superior/Eoceno Inferior), T2 (Eoceno Inferior), T3 (Eoceno Médio, Parte Inferior), T4 (Eoceno Médio, Parte Superior e Terminal), T5 (Eoceno Superior), T6 (Oligoceno Inferior, Parte Inferior), T7 (Oligoceno Médio e Superior) e T8 (Mioceno Inferior, Parte Inferior), T9 (Mioceno Inferior, Parte Inferior), T10 (Mioceno Médio) (Fig.43).

A biozona T1 é definida pela espécie *Ranikothalia bermudezi*, enquanto a biozona T2 é caracterizada pela associação *Helicostegina dimorpha* e *Amphistegina lopeztrigoi*. As biozonas T1 e T2 estão incluídas na zona de *R. bermudezi* de Butterlin (1981), que está por sua vez, compreendida entre as zonas de foraminíferos planctônicos P3 e P9 de Berggren & Miller (1988)(Fig.43).

A zona T3 distingue-se pela presença de *Helicolepidina spiralis* associada a *Amphistegina lopeztrigoi*, *Helicostegina dimorpha*, *L. (Neolepidina) pustulosa* e, provavelmente, *Lepidocyclina rdouvillei*. Na biozona T4, por outro lado, é abundante a ocorrência de *Lepidocyclina (Neolepidina) pustulosa*, que se associa a *Fabiania cassis*, *Operculinoides floridensis*, e *Lepidocyclina (Neolepidina) macdonaldi*, cuja presença é duvidosa. Nesta biozona, é comum observar formas de *Helicostegina dimorpha* retrabalhadas. As biozonas T3 e T4 estão incluídas na Zona de *Discocyclina marginata*, definida por Butterlin (1981), compreendida entre as zonas de foraminíferos planctônicos P10 e P14 de Berggren & Miller (1988) (Fig.43).

A zona T5, correspondente ao Eoceno Superior, tem como espécies características *Helicostegina polygyralis*, *L. (Nephrolepidina) chaperi*, e *L. (Neolepidina) macdonaldi*, que se associam às espécies observadas na biozona anterior, tais como, *Fabiania cassis*, *L. (Neolepidina) pustulosa* e *Operculinoides floridensis*. Esta biozona estaria compreendida na Zona de *Asterocyclina minima* estabelecida por Butterlin (1981), e as zonas de foraminíferos planctônicos P15 a P17 de Berggren & Miller (1988) (Fig.43).

A zona bioestratigráfica T6 é definida pelo aparecimento de *L. (Lepidocyclina) yurnagunensis* e *L. (Eulepidina) undosa*. Nesta biozona é comum a ocorrência de espécies retrabalhadas do Eoceno, tais como, *Lepidocyclina pustulosa*, *Lepidocyclina macdonaldi* e *Operculinoides floridensis*. Esta biozona corresponderia a sub-zona *L. (Eulepidina)* e *L. (Lepidocyclina)* de Butterlin (1981), compreendida entre as zonas P18 e P19 de Berggren & Miller (1988) (Fig.43).

O Oligoceno Médio e Superior são evidenciados pela biozona T7, que estaria incluída na sub-zona de *Miogypsinoides* e *Heterostegina*, definida por Butterlin (1981) para a região do Caribe, e nas zonas de foraminíferos planctônicos P20 a N4 de Berggren & Miller (1988). A zona T7 é caracterizada pela presença de *L. (Lepidocyclina) canellei*, *L. (Lepidocyclina) giraudi*, *L. (Lepidocyclina) waylandvaughani*, a que se associa *Heterostegina antillea* (Fig.43). Não se constatou nesta zona o

gênero *Miogypsinoidea*, característico, segundo Butterlin (*op. cit.*), da parte terminal do Oligoceno Superior. Todavia, não se descarta a possibilidade da ocorrência deste gênero na biozona T7 do Terciário da Bacia da Foz do Amazonas, tendo em vista a constatação de formas de miogipsinídeos não identificáveis na passagem Oligoceno Superior e Mioceno Basal.

O limite inferior da zona T8 é evidenciado pelo aparecimento dos subgêneros *Miogypsina* (*Miogypsina*), (espécie *M. (M.) tani*), e cf. *M. (Heterosteginoidea)* podendo também ocorrer soritídeos (*Archaias*) e *Operculinoidea dia*. Já a biozona T9 é definida pela associação do subgênero *M. (Miogypsina)* (espécies *M. (M.) intermedia*, *M. (M.) staufferi* e *M. (M.) antillea*), *O. dia* e soritídeos. A zona T10, por sua vez, inclui, principalmente, *Amphistegina* spp. e *Operculinoidea cojimarensis* (Fig.43). As biozonas T8, T9 e T10 estão aparentemente enquadradas na zona de *Miogypsina*, compreendida nas zonas de foraminíferos planctônicos N4 superior a N8 de Berggren et al. (1985).

O principal fator comprobatório do biozoneamento ora proposto é a constatação, neste zoneamento, da filogenia evolutiva estabelecida por Butterlin (1987) para as espécies americanas de *Lepidocyclina*. Foram assim observadas, do Eoceno Médio ao Oligoceno Superior da Formação Amapá, as três linhas filogenéticas de lepidocycliníneos determinadas por Butterlin (1987) para a região do Caribe.

A linha 1, (Eoceno Médio a Oligoceno Inferior), definida por espécies com câmaras equatoriais arqueadas, que passam progressivamente de subhexagonais a espatuladas, e nucleoconcha evoluindo de neolepidina a eulepidina (Butterlin, 1987), encontra-se representada na Bacia da Foz do Amazonas por *N. (Neolepidina) macdonaldi* no Eoceno Médio, Parte Superior. Esta espécie passa no Eoceno Superior a *L. (Nephrolepidina) chaperi*, e dá origem, no início do Oligoceno da Formação Amapá, a *L. (Eulepidina) undosa*.

A evolução da linha filogenética 1 seria, de acordo com Butterlin (1987), uma "evolução clássica", ou seja, de estágios

de neolepidina (Eoceno Médio/Superior) para o tipo nephrolepidina (Eoceno Superior), que evoluiria, finalmente, no início do Oligoceno para nucleoconcha do tipo eulepidina.

A linha 2 (Eoceno Médio ao Mioceno Inferior) é caracterizada por espécies com câmaras equatoriais rômbricas a lanceoladas, e nucleoconcha evoluindo de maneira semelhante à linha precedente, mas sem passar pelo estágio de nephrolepidina (Butterlin, 1987). Esta linha está representada, na Formação Amapá por *L. rdouvillei* no Eoceno Médio e tem, como descendente, *L. (Neolepidina) pustulosa* no Eoceno Médio Superior. Desta espécie, descendem *L. (Lepidocyclina) yurnagunensis* no Oligoceno Inferior e *L. (Nehprolepidina) vauhani* na passagem Oligoceno Inferior - Superior.

Para Butterlin (1987), a linha filogenética 2 exibe evolução semelhante à linha filogenética 1, à exceção de uma evolução regressiva no início do Oligoceno, quando se observa o desenvolvimento da espécie *L. (Lepidocyclina) yurnagunensis* com nucleoconcha tipicamente isolepidina, a partir da espécie ascendente *L. (Neolepidina) pustulosa*, com nucleoconcha tipicamente neolepidina.

Butterlin (1991) relaciona essa evolução regressiva ao grande abaixamento de temperatura ocorrido nos mares na passagem do Eoceno para o Oligoceno. Não se acredita, todavia, que esta queda de temperatura tenha sido muito drástica nas zonas equatoriais, visto que os macroforaminíferos tinham ainda condições de se desenvolverem. A presença destes organismos em níveis do Oligoceno da Bacia da Foz do Amazonas corrobora, assim, a hipótese apresentada por Savin *et al.* (1978), de que as temperaturas nas regiões equatoriais nunca atingiram valores inferiores a 18°C, valor este considerado como mínimo para o desenvolvimento de macroforaminíferos (Adams, 1989).

A linha 3, (Oligoceno a Mioceno Inferior), por sua vez, definida por espécies com câmaras equatoriais subhexagonais a espatuladas, e nucleoconcha isolepidina, ou seja, com protoconcha e deuteroconcha de tamanhos iguais, está representada na plataforma Amapá pela espécie *L. (Lepidocyclina)*

canellei no Oligoceno Inferior. Esta linha filogenética estaria, segundo Butterlin (1987), restrita ao hemisfério americano.

III.7.2. Comparação dos Biozoneamentos das Plataformas Amapá e Pará/Maranhão

Tendo em vista que Abreu *et al.* (1986) utilizaram no biozoneamento das plataformas Pará e Maranhão, zona de amplitude de gêneros de macroforaminíferos, as biozonas estabelecidas por esses autores exibem limites claramente maiores do que as biozonas propostas no presente trabalho. O Paleoceno Superior e Inferior das plataformas situadas a leste da plataforma Amapá, seria definido, segundo Abreu *et al.* (*op. cit.*), pelo gênero *Nummulites*, o qual constituir-se-ia, tanto no marco bioestratigráfico do Oligoceno Inferior, como representaria, conjuntamente com o gênero *Lepidocyclina*, o Eoceno Superior e Médio. Quanto ao Eoceno Inferior, nenhuma forma característica de macroforaminíferos foi identificada por esses autores (Tabela 7).

Tal situação não foi constatada na plataforma Amapá, cujo Paleoceno Superior (biozona T1) é definido principalmente por operculinas cordadas (*Ranikothalia bermudezi*), a exemplo das faunas desta idade da região do Caribe (Adams, 1967). A biozona T1 corresponderia às zonas de foraminíferos planctônicos (*Globorotalia wilcoxensis*, *Globorotalia pusilla*) e nanofósseis (*Discoaster multiradiatus*, *Heliolithus kleinpellii*) das plataformas Pará e Maranhão (Tabela 7). A ausência de *Ranikothalia* nestas plataformas, se confirmada, indicaria fácies ambientais diferentes daquelas constatadas no Paleoceno da plataforma Amapá.

Outro fator discordante entre as plataformas carbonáticas da margem equatorial brasileira, é a ocorrência discreta do gênero *Nummulites* na plataforma Amapá, representado apenas pela espécie *N. willcoxi*. Há, por outro lado, a partir do Eoceno Médio nesta plataforma, um evidente predomínio do gênero *Operculinoides* entre os numulitídeos (biozonas T3, T4 e T5).

Tais constatações confirmam as idéias apresentadas por Cole (1958) e Adams (1967) para a fauna americana do Eoceno. Para estes autores, embora o genuíno *Nummulites* tenha existido nas Américas durante o Eoceno, este gênero, ao contrário da fauna tetiana, é representado na província da América Central por apenas duas espécies. Dentro deste contexto, é recomendável uma certa prudência diante das formas determinadas até então como *Nummulites* para a costa brasileira, devendo-se restringir esta denominação, a exemplo de Butterlin (1981), às formas com distribuição evoluta de câmaras.

A semelhança das plataformas Maranhão e Pará, o gênero *Lepidocyclina*, na plataforma Amapá, passa a dominar a fauna a partir do Eoceno Médio. Nesta plataforma, entretanto, este gênero exhibe, aparentemente, distribuição mais ampla do que a observada nas plataformas situadas a leste, chegando a alcançar o Oligoceno Superior (Tabela 7).

Abreu et al. (1986) assinalam a ocorrência do gênero *Miogypsina* nessas plataformas, já no final do Paleogeno (Oligoceno Superior), estendendo-se até o Mioceno Médio. Todavia, este gênero só foi constatado na plataforma Amapá, a partir do Mioceno (biozona T8), estando assim o Oligoceno Superior definido principalmente por diferentes espécies do subgênero *L.* (*Lepidocyclina*) *cannellei* e *Heterostegina antillea* (biozona T7).

Diferentemente das plataformas Pará e Maranhão, os soritídeos passam a ser comuns a partir do Mioceno Inferior, e sua associação com o subgênero *M.* (*Miogypsina*), e os gêneros *Operculinoides* e *Amphistegina*, é fator característico do Mioceno Inferior, Parte Superior (biozona T9) e do Mioceno Médio da plataforma Amapá (biozona T10) (Tabela 7).

III.7.3. Paleobiogeografia

Atualmente, os macroforaminíferos estão restritos, em sua maioria, às águas quentes e rasas das plataformas continentais de regiões tropicais. Apesar destes organismos ocuparem, ao longo de grande parte do Terciário, uma faixa latitudinal maior

(em torno de 50°N - 50°S), do que aquela observada nos dias atuais (aproximadamente 30°N - 30°S), não há nenhuma razão para se supor condições ecológicas diferentes para os grandes foraminíferos dessa época (Adams, 1989). Restrita assim a mares tropicais e subtropicais, a dispersão dos macroforaminíferos deve ter ocorrido ao longo das plataformas, embora esta migração tenha carácter muito mais passivo do que ativo (Adams, 1989).

A dispersão dos macroforaminíferos ocorre quase que exclusivamente por deriva, através das correntes oceânicas, em estágios muito jovens de gerações produzidas tanto sexual como assexuadamente. Embora esta deriva livre seja muito curta para permitir a travessia de extensas faixas de oceano profundo, tais como o Atlântico, não se descarta a possibilidade dos macroforaminíferos atravessarem os oceanos sobre gramíneas marinhas arrancadas do fundo oceânico durante tempestades (Adams, 1967 e 1989).

Segundo Adams (1967), as dificuldades enfrentadas pelos grandes foraminíferos na travessia dos oceanos foi aparentemente a causa do aparecimento, durante o Terciário, das três principais províncias faunísticas na faixa circuntropical. São elas: a Indo-Pacífica, a da América Central e a Tetiana. A província da América Central, onde se enquadrariam os macroforaminíferos da Bacia da Foz do Amazonas, engloba desde o norte da Califórnia até o sul do Peru. A província Indo-Pacífica distribui-se da costa leste da África através do Oceano Índico, da Indonésia às ilhas do Pacífico Central e, do Japão à Nova Zelândia, enquanto a província Tetiana estende-se da Espanha e Norte da África até Burma.

A existência das três províncias indicaria, de acordo com Adams (1989), ocorrência de extinções diferenciadas em cada uma das regiões. As bioprovíncias caracterizariam-se assim por diferentes composições taxonômicas, ocasionadas pela evolução e migração, como também pelas mudanças dos limites geográficos. Através do processo de migração, a maioria dos taxa de foraminíferos teria se dispersado além de suas áreas de origem, não ficando assim confinados a uma única província (Adams, 1967 e 1989; Butterlin, 1987).

Na tentativa de compreender o processo de migração sofrido pelos macroforaminíferos da Bacia da Foz do Amazonas, ou seja, da fauna americana, faz-se necessário, primeiramente, o entendimento dos padrões de circulação vigentes no Terciário, bem como a compreensão da paleogeografia da época.

Atualmente, são observadas, no Oceano Atlântico, duas correntes superficiais de água quente, Corrente Equatorial e Corrente do Golfo. A primeira flui do sudeste da região do Caribe para o oeste da África (entre 5° e 10°N), divergindo rumo a leste. A Corrente do Golfo, por sua vez, flui da região nordeste do Golfo do México em direção às Ilhas Britânicas. As principais correntes no Atlântico, com fluxo principal rumo a oeste, são representadas pelas correntes Equatorial Norte e Sul. Estas correntes são relativamente frias em suas extremidades à leste (Adams, 1967).

Considerando, de maneira geral, que a circulação atmosférica seja o principal fator na geração de correntes oceânicas, e que esta circulação, por sua vez, esteja relacionada ao movimento rotatório da Terra, é razoável supor que as correntes oceânicas observadas atualmente no Oceano Atlântico tenham se mantido constantes desde o Terciário (Adams, 1967; Van Andel, 1977).

Apesar dos foraminíferos necessitarem de uma temperatura mínima de 18°C para sua sobrevivência (Adams, 1989), estes organismos parecem tolerar, por períodos limitados, temperaturas ainda mais baixas (Adams, 1967). Assim sendo, a dispersão dos macroforaminíferos no Terciário não se limitaria ao transporte por correntes de água quente, podendo também ocorrer migração por correntes de água fria.

Quanto à configuração paleogeográfica no Terciário, constata-se que a posição dos continentes, nesta época, era praticamente a mesma dos dias atuais (Van Andel, 1977). Algumas mudanças, entretanto, podem ser observadas, como por exemplo, a presença do Mar de Tethys e do Estreito do Panamá. O Mar de Tethys teria servido, na época, como conexão entre o Atlântico e

a parte norte do Oceano Indico. O Estreito do Panamá, por sua vez, unia o Atlântico e o Pacífico na região da América Central.

Parece não haver dúvidas, quanto às afinidades da microfauna entre as margens africana e sul-americana. Várias espécies, notadamente de numulitídeos e lepidocycliníneos, constatadas nas bacias do oeste africano e citadas por Ly & Anglada (1991), foram observadas na margem equatorial brasileira (Bacia da Foz do Amazonas). São elas: *Ranikothalia bermudezi* (Paleoceno); *Helicolepidina spiralis*, *Helicolepidina nortoni*, *L. (Neolepidina) pustulosa*, *Nummulites willcoxi* e *Operculinoides floridensis* (Eoceno Médio); e *Operculinoides dia* (Eoceno Superior-Oligoceno).

Segundo Ly & Anglada (1991), a analogia entre as associações de grandes foraminíferos bentônicos do Paleógeno, entre as margens oeste africana e leste americana, seria um forte indício de processo migratório, tanto no sentido África-América como no sentido inverso.

De acordo com Blondeau (1972, *apud* Ly & Anglada, *op. cit.*), as espécies de *Ranikothalia* e *Nummulites*, durante o Paleógeno, teriam migrado no sentido leste-oeste. Três argumentos são considerados por esse autor: ausência, nesta época, de *Assilina* (gênero de numulitídeo) nas bacias do Senegal e na América, e abundância do gênero no Eoceno da Europa; diferença progressiva em termos de aparecimento das espécies nas costas africanas e americanas (diferença praticamente inexistente no Paleoceno, tornando-se acentuada no Eoceno e Oligoceno); e abundância de *Nummulites* na margem africana.

Davies (1949, *apud* Adams, 1967) já postulava a conexão, pelo Mar de Tethys através da África do Norte (região do Sahara), a fim de compreender a similaridade das faunas indiana e americana. Arni (1965) reafirmou esta hipótese, ao assinalar a ocorrência do gênero *Ranikothalia* na Líbia. A constatação deste gênero na fauna americana da Bacia da Foz do Amazonas vem, mais uma vez, reafirmar a existência, no Paleoceno, da migração via Mar de Tethys, do norte da África ou do subcontinente indiano para o continente sul-americano.

Apesar, de reconhecer a migração no sentido leste-oeste através do Atlântico, Adams (1967) advertiu para a crescente dissimilaridade, ao longo do Terciário, entre a província americana e as províncias tetiana e indo-pacífica. Adams (1967) salientou também o fato, que nenhum dos importantes gêneros da província tetiana (*Assilina*, *Cycloclypeus*, etc.) chegou a alcançar as Américas, o mesmo ocorrendo com os gêneros típicos da fauna indo-pacífica, entre eles, *Alveolinella* e *Borelis*, que não conseguiram cruzar o Pacífico em direção às Américas.

No Eoceno Inferior e Médio, é evidente a diferenciação entre as associações faunísticas da província americana e das demais províncias. A fauna americana caracteriza-se pela presença, em abundância, de espécies, principalmente de lepidocycliníneos, não encontradas em nenhum outro lugar (Adams, 1967; Neumann *et al.*, 1986; Butterlin, 1987). No Eoceno Superior, constata-se ainda um grande número de lepidocycliníneos na fauna americana, mantendo-se assim a dissimilaridade entre esta província e as faunas das regiões Tetiana e Indo-Pacífica. A abundância de lepidocycliníneos no Paleógeno da Bacia da Foz do Amazonas vem, mais uma vez, confirmar a origem americana desses macroforaminíferos.

No Eoceno e Oligoceno, os lepidocycliníneos teriam migrado no sentido oposto ao dos numulitídeos, ou seja, no sentido oeste-leste (Neumann *et al.*, 1986; Butterlin, 1987 e Ly & Anglada, 1991). Esta migração, ocasionada pelo padrão de circulação oceânica, teria permitido a passagem de *Lepidocyclina*, *Helicolepidina* e *Discocyclina* da América para África, Europa Ocidental, Índias e Madagascar (Ly & Anglada, 1991).

Butterlin (1987), com base na filogenia dos lepidocycliníneos, admitiu que o processo de dispersão teria se iniciado no Eoceno Médio, com a migração da América para a África do subgênero *Neolepidina*. Três outras migrações foram sugeridas pelo autor neste mesmo sentido, dos gêneros *Helicolepidina* e *Helicostegina* no Eoceno Médio Superior, e do subgênero *Eulepidina* no Oligoceno Inferior. Segundo Butterlin (1987), este último subgênero teria migrado, nesta mesma época,

do Neógeno, este processo migratório teria cessado, face ao estabelecimento de barreiras geográficas, propiciando assim províncias faunísticas bastante diferenciadas (Butterlin, 1987).

Apesar do Atlântico constituir-se na principal barreira à dispersão de organismos ao longo do Terciário, há sem dúvida alguma, fortes evidências de migração de macroforaminíferos, tanto da América para a região do Tethys (*Lepidocyclina*), como na direção oposta (*Nummulites*). Estas migrações, aparentemente mais freqüentes no sentido oeste-leste, utilizaram muito provavelmente a Corrente do Golfo, não se descartando, todavia, a deriva de material através da Corrente Equatorial (Adams, 1967).

CAPÍTULO IV

ANÁLISE MICROBIOFACIOLÓGICA

IV.1. Introdução

A análise petrográfica dos carbonatos e a caracterização dos seus componentes biogênicos possibilitaram a individualização de 31 microbiofácies na Formação Amapá. A divisão faciológica aqui apresentada está fundamentada nos diferentes tipos de grãos aloquímicos fósseis. Assim sendo, optou-se por utilizar, neste trabalho, o termo microbiofácies, segundo definição de Fairbridge (1954). Não se adotou o conceito de microfácies, segundo Flügel (1982), por entender que a utilização do referido termo, envolveria critérios, tanto sedimentológicos como paleontológicos

Até o momento os estudos microfaciológicos da Formação Amapá, tais como, os de Tibana (1971), Carozzi *et al.* (1978) e Wolff & Carozzi (1984), utilizaram na identificação das fácies, critérios texturais e paleontológicos. Apesar de empregarem critérios paleontológicos, o que é inevitável, em se tratando de rochas constituídas de alta porcentagem de bioclastos, esses trabalhos não se preocuparam em caracterizar, paleontologicamente, os componentes biogênicos dos carbonatos (vide cap. I).

Tibana (1971) definiu quatro microfácies, a saber, biocalcarenitos com predomínio de algas vermelhas, macroforaminíferos e hidrozoários; calcilutitos, com ou sem foraminíferos planctônicos; folhelhos e calcilutitos intercalados; e folhelhos a foraminíferos planctônicos. Carozzi *et al.* (1978) apresentaram 15 microfácies, utilizando, na divisão faciológica, a presença de foraminíferos planctônicos, corais, tipos de nódulos e de fragmentos de algas vermelhas, tipo e tamanho de macroforaminíferos, presença de fragmentos de macroforaminíferos, algas verdes, pelecípodas e peneroplídeos.

Wolff & Carozzi (1984) detalharam as fácies apresentadas no relatório de Carozzi *et al.* (1978), e definiram 23 microfácies para a Formação Amapá. O estudo facirológico apresentado por Wolff & Carozzi difere do anterior, principalmente, por apresentar uma melhor caracterização dos grãos aloquímicos, o que possibilitou, por exemplo, a identificação do gênero *Ranikothalia* e de oóides.

A utilização isolada de tipos de rodolito, por parte de Carozzi *et al.* (1978) e Wolff & Carozzi (1984), não se revela um bom critério na definição de fácies. Em se tratando de material de calha, é muitas vezes impossível até mesmo identificar se o fragmento de coralinácea se refere a rodolito ou simplesmente a um fragmento de crosta. Assim, optou-se neste trabalho por utilizar tal critério somente na análise de amostras de testemunho, as quais possibilitavam a visualização dos rodolitos.

A principal diferença entre a análise facirológica ora apresentada e os trabalhos anteriores foi a utilização de critérios primordialmente paleontológicos na separação das microfácies. No presente trabalho, procurou-se, pela primeira vez, avaliar as associações dos elementos biogênicos, tanto do ponto de vista taxonômico como morfológico. Análises multivariadas foram também de grande auxílio na divisão facirológica.

As microbiofácies foram individualizadas inicialmente de acordo com a frequência relativa dos microorganismos, classificados em níveis taxonômicos elevados (divisão, família). Assim sendo, nesta fase inicial foram identificadas, por exemplo, fácies de algas verdes, fácies de algas vermelhas, fácies de foraminíferos planctônicos e fácies de macroforaminíferos. Após esta análise facirológica mais generalizada, foram empregados, quando possível, critérios progressivamente mais específicos na divisão das fácies, ou seja, identificação específica ou genérica e análise morfológica dos elementos biogênicos.

Dessa maneira, as fácies de algas verdes foram divididas de acordo com os diferentes gêneros (*Halimeda*, *Ovulites*), tendo-se considerado, também nesta divisão faciológica, os grãos aloquímicos associados mais abundantes (foraminíferos, moluscos, entre outros). No caso das fácies de algas vermelhas, os principais critérios utilizados na separação das fácies foram o tipo de alga coralinácea (crustosa ou articulada), a forma de ocorrência das algas (fragmentos menores que 2 mm, fragmentos de crostas e rodolitos), e a forma de crescimento dos rodolitos (rodolitos laminados, ramificados abertos). As diferentes espécies de macroforaminíferos, comumente associadas às fácies de algas vermelhas, foram também importantes elementos na separação dessas fácies.

A metodologia empregada na divisão faciológica da Formação Amapá possibilitou retratar, através das microbiofácies, as relações existentes entre os diferentes elementos biogênicos constituintes dos carbonatos (aspectos biológicos), compreender as relações dos elementos biogênicos com o meio deposicional (condições ecológicas), auxiliar no entendimento da evolução dos microfósseis ao longo do Terciário da bacia (aspectos bioestratigráficos), avaliar as condições hidrodinâmicas sob as quais os elementos biogênicos se depositaram (aspectos sedimentológicos), e conhecer os processos mecânicos que ocorreram desde a morte do organismo até sua deposição final dentro do sedimento, bem como os processos químicos subsequentes ao soterramento desses microorganismos (processos tafonômicos).

Com base no padrão de representação de biofácies, estabelecido por Buxton & Pedley (1989), em seu modelo de distribuição de fácies de rampas carbonáticas terciárias do Mar de Tethys, identificou-se as microbiofácies da Formação Amapá através de números arábicos. Representou-se, assim, cada uma das microbiofácies por dois números. O primeiro número na fácies é indicativo do ambiente deposicional, enquanto o segundo número representa as subdivisões em um mesmo ambiente sedimentar.

Dessa maneira, as fácies 1 e 2 são representativas de ambientes de plataforma externa e indicam, respectivamente,

deposição em talude e em áreas antebanco (*forebank*). O número 3 indica que a fácies foi depositada na passagem da plataforma interna à externa, formando depósitos de banco, ao passo que as fácies 5 a 7 representariam ambientes em plataforma interna, quais sejam depósitos à retaguarda de banco (*backbank*), baixio (*shoal*) e lagunar. O número 8 foi reservado aos depósitos de calha e canal. Não se utilizou o número 4, pois não se observou nos calcários Amapá a fácies de pavimento de rodolitos, representativa deste número, segundo esquema de distribuição de fácies de Buxton & Pedley (1989) (Fig. 44).

No intuito de auxiliar na definição e até mesmo de confirmar a determinação das microbiofácies, já previamente estabelecidas através dos critérios acima mencionados, aplicou-se aos dados semiquantitativos, obtidos a partir da avaliação de frequência dos organismos, técnicas numéricas multivariadas, quais sejam, análises de agrupamento e fatorial de correspondência.

IV.2. Análises Multivariadas

As análises de agrupamento e fatorial de correspondência são técnicas numéricas amplamente utilizadas no tratamento de dados micropaleontológicos. A grande aplicabilidade das análises numéricas em estudos biofaciológicos foi demonstrada nos trabalhos de Mello & Buzas (1968) e Hallock & Glenn (1985). Hallock & Glenn (*op. cit.*) conseguiram reconhecer biofácies nos complexos recifais do Mioceno Inferior da costa noroeste das Filipinas, através de análises numéricas multivariadas (análise de agrupamento modo Q e modo R, análise fatorial e análise de componentes principais) de dados de foraminíferos, obtidos em estudo de secções delgadas de amostras de testemunhos.

IV.2.1. Princípios Teóricos das Análises de Agrupamento e Correspondência

A análise de agrupamento é "o nome dado a um conjunto de técnicas destinadas a classificar determinadas observações em grupos, sendo que cada um dos grupos é mais ou menos homogêneo e distinto de outros grupos" (Davis, 1986, p. 502). Entre as

diferentes técnicas de agrupamento, a mais comumente aplicada no campo da geologia é a técnica hierárquica. Utilizada no presente trabalho, esta técnica consiste, inicialmente, em agrupar as observações mais semelhantes, passando, sucessivamente, a conectar, em grau decrescente de similaridade, os próximos conjuntos de observações.

Inicialmente, no agrupamento hierárquico, é calculada uma matriz $n \times n$ de similaridades entre todos os pares de observações. Os pares mais semelhantes são então combinados, e a matriz recalculada, utilizando-se neste agrupamento a média de similaridade entre as observações. O processo continua até que a matriz de similaridade seja reduzida a 2×2 . Os níveis de similaridade, através dos quais as observações são agrupadas, são usados na confecção de um dendrograma (Davis, 1986).

Para a realização da análise de agrupamento utilizou-se, o programa desenvolvido por George Shepard da Universidade de Campinas. O índice de correlação empregado foi o de Bray Curtis e o método de agrupamento foi o de variância mínima ou Ward.

O coeficiente de correlação Bray Curtis é definido pelas diferenças absolutas entre as espécies de duas amostras, adicionados sobre todas as espécies, e dividido pela contagem total para ambas as amostras e todas as espécies (Clarke & Green, 1988). É representado, assim, pela seguinte fórmula:

$$[(\sum_i (|X_{ij} - X_{ik}|) / (\sum_i (X_{ij} + X_{ik}))],$$

onde "i" corresponde a atributos ou espécies; "j" e "k" a objetos ou amostras.

No presente trabalho, dois tipos de análise de agrupamento foram aplicados aos dados de frequência, modo Q e modo R. A análise modo Q possibilita comparar amostras entre si, com base na frequência relativa dos constituintes biogênicos presentes nos carbonatos. Por outro lado, na análise de agrupamento modo R, cada variável (entidade taxonômica) é comparada com outra, baseando-se na frequência relativa nas respectivas amostras.

A análise fatorial de correspondência (AFC), por sua vez, é uma técnica que permite ordenar simultaneamente variáveis ou espécies e observações ou amostras. Este tipo de análise, aplica-se notadamente a dados semi-quantitativos, não se aplicando, todavia, a dados quantitativos, tais como, o número de diferentes tipos de fósseis presentes nas amostras (Davis, 1986).

Na análise de correspondência, a matriz com os dados brutos exibe n linhas, que representam as observações, e m colunas representativas de variáveis. Em se tratando, de problemas paleoecológicos ou biofaciológicos, como é o caso do presente trabalho, as colunas consistem de diferentes espécies de microfósseis, ao passo que as linhas correspondem às amostras de testemunho ou calha coletadas em diferentes intervalos estratigráficos no poço.

Para a operação da análise de correspondência, os dados semiquantitativos da matriz são transformados em probabilidades, ou seja, a probabilidade em que determinadas espécies de microfósseis ocorrerão em determinadas amostras, ou a probabilidade em que certas amostras apresentarão os microfósseis, ou ainda a probabilidade em que determinados microfósseis ocorrerão independentemente da amostra onde eles podem ser encontrados.

Na análise fatorial de correspondência, o coeficiente de correlação entre as variáveis expressa o grau de similaridade entre duas variáveis (colunas) em todas as amostras (linhas). Esta medida de similaridade, correspondente ao produto de dois valores de "qui-quadrado" (diferença entre os valores esperados e observados), quando computada entre todos os pares de colunas forma uma matriz quadrada. A partir desta matriz, são calculados os autovalores e os autovetores, que representam os eixos principais da análise de correspondência, como os fatores de correspondência modo Q (observações) e modo R (variáveis), correspondentes às coordenadas das observações e variáveis, segundo os eixos fatoriais (Davis, 1986).

Em se tratando de material paleontológico, é possível inferir, pelas posições das variáveis (espécies) e dos pontos de observação (amostras) segundo os eixos fatoriais, as condições ambientais onde os organismos viviam e onde se depositaram os diferentes tipos de rocha.

Para a aplicação da análise de correspondência utilizou-se, o programa para microcomputadores desenvolvido, em linguagem FORTRAN, pelo Prof. Dr. Jean Valentin do Instituto de Estudos Almirante Paulo Moreira (IEAPM), localizado na cidade do Arraial do Cabo, RJ.

IV.2.2. Metodologia

Três dos onze poços analisados (poços 2, 4 e 5) foram escolhidos para a aplicação das análises de agrupamento e fatorial de correspondência. Tal escolha deu-se, principalmente, em razão desses poços exibirem seções estratigráficas mais completas, bem como um maior número de testemunhos.

Inicialmente, as análises numéricas foram aplicadas à seção colunar da Formação Amapá como um todo, ou seja, desde a sua base até o topo. Com a finalidade de evidenciar os agrupamentos contidos entre as descontinuidades físicas presentes ao longo da formação, dadas ou por descontinuidades no registro sedimentar, ou por mudanças no nível do mar, optou-se por aplicar as técnicas numéricas separadamente às seções colunares do Eoceno, Oligoceno e Mioceno, de cada um dos três poços. Os limites das seções foram determinados em função do biozoneamento proposto neste trabalho (vide capítulo III, item III.6).

Foram utilizadas as mesmas matrizes para os cálculos das análises de agrupamento e fatorial de correspondência. Em razão das dificuldades na classificação dos organismos (vide capítulo III, item III.1), as variáveis utilizadas na montagem das matrizes não se limitaram a uma única classe taxonômica. Assim sendo, as variáveis foram representadas, tanto por espécies como por famílias ou morfogrupos.

As classes de frequência relativa passaram, na confecção das matrizes, a ser designadas pelos seguintes números: 0 (ausente), 1 (raro), 2 (comum) e 3 (abundante). Adotando critério apresentado por Pires-Vanin (1989), foram eliminadas as variáveis que ocorriam em menos de 10% do número de amostras, exceto nos casos em que neste pequeno número de amostras, a frequência observada das variáveis fosse muito alta (Tabelas 1 a 6).

O grande número de ausências nas matrizes, ocasionado pela alta porcentagem de material de calha e lacunas na amostragem, foi fator prejudicial a um bom resultado das análises multivariadas, principalmente no que se refere à seção do poço 4. Fishbein & Patterson (1993) alertaram para problemas advindos da presença em grande número de espécies raras em análises de agrupamento. Para estes autores, tal fato leva ao acúmulo de pequenas diferenças estatisticamente insignificantes, que mascaram as diferenças significantes entre as espécies principais, e ocasionam o agrupamento de biofácies cujos integrantes têm pouco em comum.

Na tentativa de minimizar este problema, uniformizou-se as matrizes do poço 4, transformando os dados em binários (presença/ausência), e utilizando, na análise de agrupamento o coeficiente de similaridade, Dice-Sorenson-Czekanowski. Entretanto, nenhum avanço foi alcançado na definição faciológica do poço 4, o que levou à não apresentação dos dados referentes a este poço.

Quanto às seções dos poços 2 e 5, os resultados obtidos foram, em geral, bons, à exceção das seções do Oligoceno, onde os agrupamentos não se mostraram muito nítidos, provavelmente devido à alta porcentagem de variáveis raras. Com a finalidade de aprimorar tais resultados, novas matrizes foram confeccionadas. A partir do agrupamento de variáveis alcançado pelas análises de agrupamento e fatorial de correspondência, criou-se novas variáveis. Assim, cada agrupamento passou a ser representado por uma única variável, cuja abundância foi dada pela soma aritmética das variáveis constituintes do grupo. Análise de agrupamento (coeficiente Bray Curtis, método Ward),

realizada a partir dessas novas variáveis, apresentou, entretanto, resultados similares àqueles adquiridos anteriormente.

Ainda na tentativa de melhorar os resultados das técnicas numéricas, utilizou-se, como base de cálculos, matrizes cujos elementos constituintes eram representados por coordenadas das observações geradas pela análise fatorial de correspondência. Sobre estas matrizes, operou-se a análise de agrupamento (coeficiente distância euclidiana simples, método Ward). Todavia, os resultados permaneceram não satisfatórios.

As tentativas não bem sucedidas em se aprimorar os resultados obtidos só vieram reforçar a idéia de que o principal problema nas análises multivariadas realizadas provém de falha na amostragem. Não obstante, as dificuldades enfrentadas, cabe frisar que as análises multivariadas permitiram sistematizar e quantificar os dados paleontológicos, além de aprimorar a subdivisão faciológica previamente realizada com base em dados petrográficos e paleontológicos. Isto só que vem confirmar a aplicabilidade de técnicas numéricas em análises faciológicas, a partir de organismos fósseis.

IV.2.3. Discussão dos Resultados

De maneira geral, a aplicação das análises de agrupamento e fatorial de correspondência confirmaram a subdivisão faciológica previamente realizada para os poços 2 e 5 com base em critérios paleontológicos. Em algumas situações, o emprego de análises multivariadas possibilitou até um maior detalhamento na divisão faciológica. Cita-se, neste caso, a seção do Eoceno do poço 5, cuja aplicação das técnicas numéricas permitiram visualizar quatro biofácies no ambiente lagunar (7.1 a 7.4), ao invés das duas fácies inicialmente identificadas. Estas técnicas auxiliaram também na interpretação paleoecológica das fácies, separando preliminarmente as biofácies de acordo com a paleobatimetria do meio em que se depositaram.

No poço 5, os dados micropaleontológicos do Eoceno restringem-se a 36 amostras, as quais são atribuídas ao Eoceno

Inferior. Análises de agrupamento modo Q e fatorial de correspondência (amostras), com variância explicada de 47%, segundo os fatores 1 e 2, revelaram 6 grupos de amostras (Figs.45 a 48).

Esses agrupamentos são controlados, fundamentalmente, pela presença da associação *Helicostegina dimorpha* e *Amphistegina lopeztrigoi*, e pela ocorrência de fragmentos de coralináceas crustosas, *Ranikothalia bermudezi* e algas verdes. Isto fica bem evidenciado no gráfico de análise fatorial de correspondência de variáveis, cujo eixo fatorial 1 é definido pela variabilidade de *Helicostegina dimorpha* e *Amphistegina lopeztrigoi*, enquanto o eixo fatorial 2 é determinado pela variabilidade de fragmentos de coralináceas crustosas, *Ranikothalia bermudezi* e algas verdes, sendo que estes dois últimos se excluem mutuamente (Fig.46).

No gráfico da Fig. 46, é possível também observar que os macroforaminíferos de ambientes mais profundos (*Ranikothalia bermudezi*) aparecem no fim da parte negativa do eixo 2, enquanto os foraminíferos indicativos de ambientes mais rasos (textularíneos e miliolíneos) ocorrem na parte positiva do eixo 1, próximo ao zero dos eixos fatoriais.

Pode-se dizer, que a faciologia do Eoceno Inferior do poço 5 é controlada principalmente pelas seguintes associações: *Helicostegina dimorpha* e *Amphistegina lopeztrigoi* (microbiofácies 7.4), *Ranikothalia bermudezi* (microbiofácies 5.1), *Amphistegina lopeztrigoi* (microbiofácies 5.2) e algas verdes (microbiofácies 7.1, 7.2 e 7.3). Todavia, a ocorrência conspícua de rotalídeos, no grupo de amostras que define a fácies 5.1, não fica evidente, provavelmente devido à sua pequena variabilidade. Já as microbiofácies 7.1, 7.2 e 7.3 distinguem-se principalmente pela variação na frequência de miliolíneos, moluscos e algas verdes.

No poço 5, 53 amostras foram atribuídas ao Oligoceno. De maneira geral, cinco agrupamentos de amostras podem ser individualizados, a partir das análises de agrupamento modo Q e

fatorial de correspondência, que apresenta segundo os eixos fatoriais 1 e 2, variância explicada de 37% (Figs.49 a 52).

Segundo gráfico gerado pela análise fatorial de correspondência, eixos 1 e 2, a distribuição dos elementos biogênicos no Oligoceno do poço 5 é controlada, basicamente, por *Heterostegina antillea* e foraminíferos planctônicos, os quais definem, respectivamente, os eixos fatoriais 1 e 2. De maneira geral, os foraminíferos planctônicos se contrapõem às crostas, ou seja, nas fácies ricas em foraminíferos planctônicos, a ocorrência de fragmentos de crostas ou rodolitos é sensivelmente menor. Por outro lado, a espécie *Heterostegina antillea* se contrapõe a miliolíneos e moluscos (Fig.50).

Apesar de sua pequena variabilidade, pode-se dizer que a ocorrência de elementos biogênicos como *Lepidocyclina*, briozoários e fragmentos de coralináceas crustosas opõe-se, de maneira geral, à presença de foraminíferos planctônicos.

No diagrama da Fig.50, é bem evidente a separação de foraminíferos indicativos de diferentes condições paleoambientais. Assim, os foraminíferos de ambientes relativamente mais profundos (foraminíferos planctônicos), presentes na extremidade negativa do eixo fatorial 2, se contrapõem aos foraminíferos representativos de ambientes relativamente mais rasos, situados na parte positiva do eixo 1 (*Heterostegina* e *Operculinoides*) ou próximos ao zero dos eixos fatoriais (*Lepidocyclina*).

De forma geral, as microbiofácies da seção oligocênica do poço 5 têm como principais elementos, foraminíferos planctônicos (microbiofácies 2.2), miliolíneos e moluscos (microbiofácies 7.5), *Heterostegina antillea* e crostas (microbiofácies 3.7/5.6), fragmentos de coralináceas crustosas e *Lepidocyclina* (microbiofácies 3.5/5.5) e fragmentos de coralináceas crustosas, corais e foraminíferos planctônicos (microbiofácies 8.1). A separação das microbiofácies 3.7 e 5.6, e 3.5 e 5.5, é muitas vezes difícil, em razão do grande número de variáveis em comum.

Por sua vez, o topo da seção colunar do poço 5, referente ao Mioceno, está representado por 59 amostras, que podem ser classificadas em três grandes grupos, de acordo com as análises de agrupamento modo Q e fatorial de correspondência, segundo os eixos 1 e 2, com variância de 39,6% (Figs.51 e 52). A distribuição das variáveis, demonstrada nas Figuras 49 e 50, define também três grupos para os elementos biogênicos.

No gráfico gerado pela análise fatorial, conforme visualizado na Figura 54, o eixo fatorial 1 é definido pela variabilidade de soritídeos e ostracodes, ao passo que a variação de elementos como *Amphistegina*, fragmentos de coralináceas articuladas e crostas seria a responsável na definição do eixo fatorial 2. O padrão biofaciológico é aparentemente comandado pela distribuição de soritídeos, fragmentos de crostas ou rodolitos (em menor grau), foraminíferos planctônicos e *Amphistegina*, sendo que estes dois últimos se excluem mutuamente.

No diagrama da Figura 54, os soritídeos, macroforaminíferos indicativos de ambientes mais rasos, estão situados no extremo positivo do eixo 1. Os foraminíferos planctônicos, indicadores de ambientes relativamente mais profundos e/ou mais distantes da costa, localizam-se no extremo negativo do eixo 2, e contrapõem-se às formas de *Amphistegina*, representantes de águas mais rasas, e situados na porção positiva do eixo fatorial 2.

As biofácies do Mioceno do poço 5 podem ser assim constituídas: soritídeos (microbiofácies 7.5), *Amphistegina* e *Miogypsina* (microbiofácies 3.8/5.7) e *Amphistegina* (microbiofácies 3.9/5.7). As microbiofácies 3.8 e 5.7 diferenciam-se, principalmente, pela ocorrência de crostas ou rodolitos na biofácies 3.8. A presença de rodolitos é também fator discriminante entre as microbiofácies 3.9 e 5.7.

Com relação ao poço 2, a seção do Eoceno encontra-se representada por 46 amostras de dois testemunhos, atribuídos ao Eoceno Médio e Eoceno Superior. As análises numéricas possibilitam individualizar dois grandes grupos de amostras. As

análises de agrupamento modo R e fatorial de correspondência, segundo eixos 1 e 2 e variância de 40,4%, permitem individualizar 2 grandes grupos de elementos biogênicos, os quais podem ser subdivididos em 5 grupos menores (Figs.57 e 58).

Na análise fatorial de correspondência, o eixo fatorial 1 é definido pela variabilidade de *Lepidocyclina* e rotalídeos, situados, respectivamente, nas partes positiva e negativa do eixo 1. Comparativamente, as formas de *Lepidocyclina* indicariam ambientes mais profundos que os rotalídeos. O eixo fatorial 2, por sua vez, é definido pela variação de fragmentos de coralináceas articuladas, situadas no extremo negativo do eixo, e do gênero *Helicolepidina*, localizado na porção positiva do mesmo eixo.

Em suma, pode-se dizer que as biofácies do Eoceno do poço 2 são determinadas pela presença de *Helicolepidina*, que define a microbiofácies 3.2, pela ocorrência de *Lepidocyclina* na microbiofácies 3.4 e fragmentos de coralináceas articuladas na microbiofácies 5.3 (Figs.59 e 60).

O Oligoceno do poço 2 compreende 70 amostras. Conforme demonstrado nas Figuras 61 a 64, os elementos biogênicos podem ser individualizados em três grupos. A grande variabilidade dos corais, definindo tanto o eixo fatorial 1 como o eixo 2, mascara a distribuição dos demais elementos biogênicos, cuja variabilidade é pequena (Fig.62). De qualquer forma, na análise fatorial, que atesta variância de 27,8%, observa-se que a abundância de corais (indicadores de ambientes rasos) se contrapõe aos foraminíferos planctônicos e pelecípodos, apesar da pequena variabilidade destes últimos.

Duas das três microbiofácies determinadas, conforme observado nas Figuras 63 e 64, têm como elementos biogênicos principais, corais (fácies 8.1) e miliolíneos (fácies 7.5). Por outro lado, torna-se difícil a individualização das outras biofácies (3.7 e 5.6), cujos componentes biogênicos são, em sua maioria, comuns entre si.

O Mioceno do poço 2 está representado por 54 amostras, as quais podem ser reunidas em três grandes grupos, de acordo com as análises de agrupamento modo Q e fatorial de correspondência de amostras (eixos 1 e 2), e com variância de 33,1% (Figs.65 a 68). A análise de agrupamento modo R revela que os elementos biogênicos estão também distribuídos em três grupos (Fig.65).

A posição das variáveis segundos os eixos fatoriais 1 e 2, em diagrama gerado pela análise de correspondência (Fig. 66), revela que o eixo 1 é definido, principalmente, pela variabilidade de soritídeos, gastrópodes e pelecípodos. Por sua vez, o eixo 2 corresponde à variação de fragmentos de coralináceas articuladas e foraminíferos incrustantes. Pela distribuição dos elementos biogênicos, observada na Fig. 66, não se pode inferir grandes variações na paleobatimetria do meio deposicional.

Os elementos biogênicos, entretanto, parecem controlar a distribuição faciológica da seção miocênica do poço 2. Apesar da posição das variáveis, segundo os eixos fatoriais 1 e 2, definir duas biofácies a partir da variação de soritídeos e moluscos (gastrópodes e pelecípodos), optou-se por considerar apenas uma biofácies, devido à pequena variabilidade destes elementos biogênicos (Fig.66). Duas outras fácies puderam ser individualizadas, as quais são caracterizadas pela associação de *Amphistegina*, *Miogypsina*, equinodermas, foraminíferos incrustantes, fragmentos de coralináceas crustosas, crostas e fragmentos de coralináceas articuladas. Entretanto, em razão de muitos destes elementos serem comuns às duas biofácies, torna-se, às vezes, difícil sua perfeita individualização. De maneira geral, pode-se dizer que a microbiofácies 3.9 tem, como principais componentes, *Amphistegina*, fragmentos de coralináceas crustosas e crostas. A microbiofácies 3.8 é definida pelos mesmos elementos biogênicos, diferenciando-se pela presença de *Miogypsina*.

IV.3. Microbiofácies

As microbiofácies determinadas nos carbonatos Amapá foram, como mencionado anteriormente, identificadas por números, e

estão distribuídas conforme modelo apresentado na Fig.44. A biofácies 1.1 representa os depósitos situados nas áreas mais distais da plataforma externa. As fácies 2.1 a 2.4 indicam também deposição em plataforma externa, contudo em regiões mais proximais. Na passagem das plataformas externa e interna, constituindo depósitos de banco, encontram-se as biofácies 3.1 a 3.10. Na plataforma interna, situam-se as fácies 5.1 a 5.7 (depósitos à retaguarda de bancos), a biofácies 6.1 (baixios) e as fácies 7.1 e 7.5 (depósitos lagunares). Depósitos de canal e calha, formados pelas microbiofácies 8.1 a 8.3, foram também identificados nas plataformas interna e externa.

IV.3.1. Descrição das Microbiofácies

As microbiofácies representativas de depósitos de plataforma externa foram individualizadas principalmente em função da frequência de foraminíferos planctônicos e de grandes foraminíferos planos, tais como, *Operculinoides floridensis*, *Ranikothalia bermudezi*, *Lepidocyclina chaperi* e *Lepidocyclina undosa*. Nos depósitos distais da plataforma externa (microbiofácies 1.1), há predominância dos foraminíferos planctônicos. Nos depósitos mais proximais da plataforma externa (microbiofácies 2.1 a 2.4), os foraminíferos planctônicos passam a ocorrer juntamente com fragmentos de coralináceas crustosas, e são, por vezes, substituídos por macroforaminíferos.

As microbiofácies 3.1 a 3.10, representativas de depósitos de banco, distinguem-se, fundamentalmente, em função dos diferentes tipos de macroforaminíferos e de rodolitos. Por outro lado, os depósitos à retaguarda desses bancos (microbiofácies 5.1 a 5.7), são diferenciados pelos macroforaminíferos, presentes, muitas vezes, sob a forma de fragmentos. Esses depósitos constituem-se, essencialmente, de fragmentos de coralináceas crustosas e, secundariamente, de rodolitos.

Os depósitos lagunares (microbiofácies 7.1 a 7.5) diferenciam-se, em geral, pela frequência de espécies de algas verdes e foraminíferos (soritídeos, miliolíneos, *Amphistegina*

lopeztrigoi). Na distinção dessas fácies foram também importantes alguns elementos acessórios, tais como, textularíneos e moluscos. Em alguns depósitos lagunares, formam-se, por vezes, baixios de acumulação, constituídos pela microbiofácies 6.1. Tal fácies diferencia-se das demais pela nítida abundância de oóides.

Os depósitos de calha (microbiofácies 8.1 e 8.3) e canal (microbiofácies 8.2), presentes tanto na plataforma interna como externa, são caracterizados por diversificados componentes biogênicos. Ocorrem, nestas fácies, desde elementos indicativos de águas mais rasas (corais e miliolíneos) até organismos representativos de meios deposicionais mais profundos (foraminíferos planctônicos, e grandes e planos macroforaminíferos).

Microbiofácies 1.1

Consiste de *wackestones* ou *mudstones* com matriz neomorfisada e piritizada, folhelhos carbonáticos, com ocorrências locais de *packstones*, às vezes, dolomitizados ou arenosos, bioturbados e mosqueados (testemunho #4, poço 6; testemunho #3, poço 8) (Estampa 21, Foto 1). Compõem-se, principalmente, de foraminíferos planctônicos. No Eoceno Superior, esses foraminíferos são aparentemente representados por *Globigerina* e cf. *Hantkenina*, enquanto no Oligoceno Inferior passam a predominar *Globigerinoides*, *Globigerina* e cf. *Globorotalia*.

Como elementos comuns, têm-se rotalídeos, rotalíneos, ostracodes e briozoários. Como componentes raros, observam-se fragmentos extremamente desgastados de coralináceas crustosas, crustáceos, textularíneos e miliolíneos, em geral, com carapaças com coloração avermelhada. Localmente, ocorrem *Lepidocyclina undosa*, intraclastos de rochas carbonáticas (poço 6) e *Amphistegina* sp. (poço 7).

Microbiofácies 2.1

São *mudstones* ou *wackestones*, dolomitizados e com cristais de pirita dispersos na matriz, com ocorrências restritas de

packstones, areno-siltosos e dolomitizados. Macroscopicamente (testemunho #5, poço 6), foram observados *packstones*, bioturbados e mosqueados (Vide Capítulo II).

A microbiofácies 2.1 difere da biofácies anterior pela ocorrência expressiva de fragmentos desgastados de coralináceas crustosas, que se associam a foraminíferos planctônicos. Subordinadamente, ocorrem rotalídeos, miliolíneos, rotalíneos, textularíneos, ostracodes, moluscos, equinodermas e tubos de vermes. Localmente, são observados foraminíferos incrustantes (Estampa 21, Foto 2).

Microbiofácies 2.2

São *wackestones* a *packstones*, às vezes dolomitizados, ocorrendo, localmente, *packstones* a *grainstones*. Constituem-se, principalmente, de fragmentos de coralináceas crustosas, foraminíferos planctônicos e numulitídeos, sendo a ocorrência destes últimos, fator discriminante da microbiofácies. Os numulitídeos são representados por *Operculinoides floridensis* em depósitos do Eoceno Médio e Superior, aos quais podem se associar *Helicostegina polygyralis*. No Oligoceno, constata-se a ocorrência de *Operculinoides panamensis* e *Operculinoides dia.* Em depósitos dessa idade são também comuns *Heterostegina* sp. e *Lepidocyclina undosa*. Associam-se aos macroforaminíferos, rotalíneos, textularíneos, ostracodes, moluscos, briozoários e equinodermas.

Microbiofácies 2.3

Esta microbiofácies só foi constatada no testemunho #3, poço 4. Consiste de *packstones* ou *grainstones* intercalados por *wackestones* rudáceos, comumente bioturbados e, tendo como principais componentes na fração grossa, *Operculinoides floridensis* e *Lepidocyclina chaperi*, algumas vezes, em fragmentos, paralelos ao acamamento e concentrados em níveis, e com razões espessura/diâmetro de 0,1 a 0,2. Entre os macroforaminíferos predominam aparentemente as formas microséricas (Estampa 21, Foto 3).

Como elementos rudáceos ocorrem também briozoários do tipo ereto rígido robusto (ERro), foliáceo (ERfo) e incrustante unilaminar (Enul), moluscos (gastrópodes e pelecípodos), crustáceos (cracas), equinodermas e foraminíferos incrustantes (victoriélideos).

Na fração fina, são comuns fragmentos de coralináceas crustosas e articuladas, e equinodermas. Como elementos raros, tem-se *Lepidocyclina macdonaldi*, rotalídeos, textularíneos, miliolíneos, foraminíferos planctônicos, ostracodes, briozoários, serpulídeos e intraclastos, compostos de *packstone*, e localmente abundantes.

Microbiofácies 2.4

Restrita ao Paleoceno Superior, a microbiofácies 2.4 compõe-se de *grainstones* a *packstones* rudáceos, por vezes, dolomitizados ou arenosos, formados essencialmente de *Ranikothalia bermudezi*. Localmente, ocorrem fragmentos de coralináceas crustosas, miliolíneos e equinodermas.

Microbiofácies 3.1

São *grainstones* a *packstones*, por vezes arenosos ou dolomitizados, compostos, principalmente, de numulitídeos (*Operculinoides*). Localmente, foram observados abundantes fragmentos de coralináceas crustosas e crostas. Como constituintes comuns tem-se equinodermas, fragmentos de coralináceas articuladas, moluscos e briozoários. Os constituintes raros são representados por ostracodes, textularíneos e rotalíneos. Localmente, são comuns rotalídeos, planorbulinídeos e intraclastos. Em depósitos do Eoceno foram identificados espécimes de *Operculinoides floridensis*, *Lepidocyclina pustulosa*, *Helicolepidina* e *Lepidocyclina* cf. *chaperi*, enquanto no Oligoceno constatou-se a ocorrência de *Lepidocyclina undosa* e espécimes retrabalhados de *Helicostegina polygyralis*.

Microbiofácies 3.2

Descrita no testemunho #6, poço 2, a microbiofácies 3.2 é caracterizada por *packstones* rudáceos e *grainstones*, constituídos essencialmente de rodolitos, com diâmetros não superiores a 5 cm. Há aparentemente nessa biofácies, predomínio de rodolitos de crostas concêntricas ou laminados, esferóides e elípticos. Na parte interna, esses nódulos podem se apresentar ramificados, passando a exibir crostas concêntricas em sua porção externa, ocorrendo raramente o inverso. Rodolitos formados de crostas fracamente ligadas são também observados (Estampa 22, Foto 4; Estampa 23, Foto 1).

Os rodolitos estão bioerodidos e constituem-se, em sua maioria, do intercrescimento de dois ou três gêneros de coralináceas crustosas, com crostas de arcabouço robusto, que passam, às vezes, a arcabouço delicado. Os seguintes gêneros de coralináceas foram identificados: *Lithothamnion* (no mínimo duas espécies), *Spongites*, e *Lithoporella*. As crostas estão, em sua maioria, associadas a *Fabiania cassis*, briozoários, serpulídeos e homotrematídeos (?).

Na fração grossa é rara a ocorrência de briozoários, crustáceos, acervulinídeos e *Operculinoides floridensis*.

O espaço entre os rodolitos está preenchido por fragmentos de coralináceas crustosas (crostas, colunas/ramos, hipotalo, peritalo) e articuladas. Estes fragmentos apresentam-se freqüentemente bem arredondados. Entre os fragmentos de coralináceas crustosas, foram identificados *Lithoporella*, cf. *Mesophyllum* e *Lithothamnion*.

Na fração fina, tem-se como elementos raros, *Asterocyclina* sp., *Fabiania cassis*, cf. *Helicolepidina*, *Operculinoides floridensis*, rotalídeos, miliolíneos, textularíneos, ostracodes, outros crustáceos, equinodermas, briozoários incrustantes multilaminares e eretos flexíveis, sendo estes últimos os mais abundantes.

Microbiofácies 3.3

Descrita no testemunho #6, poço 6, a microbiofácies 3.3 compreende *grainstones* rudáceos intercalados por *packstones* rudáceos, às vezes, arenosos ou dolomitizados. Diferencia-se da fácies anterior, pela presença expressiva de lepidociclinídeos e rodolitos preferencialmente ramificados abertos, imersos em matriz constituída de fragmentos de coralináceas crustosas (*Sporolithon*). Esses rodolitos chegam a atingir diâmetros de até 6,5 cm (Estampa 23, Fotos 3 e 4).

Os lepidociclinídeos são representados por *Lepidocyclus pustulosa*, *Helicolepidina spiralis* e/ou *H. nortoni*, e *Lepidocyclus macdonaldi*.

Apesar da predominância de rodolitos ramificados abertos, são comuns, localmente, rodolitos laminados ou de crostas concêntricas, com diâmetros não superiores a 5 cm. São também observados, rodolitos formados, em sua parte interna, por crostas concêntricas, e que passam a ramificados abertos nas porções externas. Nódulos constituídos de crostas fracamente ligadas e com formas pouco definidas foram também constatados.

A identificação das algas constituintes dos rodolitos foi extremamente dificultada, devido a forte bioerosão apresentada pelas algas. Nos rodolitos ramificados, com crostas de arcabouço delicado, identificou-se apenas o gênero *Lithothamnion*, enquanto os rodolitos laminados são aparentemente constituídos de *Pseudolithothamnion* e *Lithothamnion*. Incrustados às crostas dos rodolitos ocorrem *Fabiania cassis* e homotrematídeos.

Subordinadamente, ocorrem na microbiofácies 3.3, equinodermas, briozoários (Enmul, Ef, ERro), fragmentos de coralináceas articuladas (*Jania*), pequenos foraminíferos rotalídeos e ostracodes.

Microbiofácies 3.4

Identificada nos testemunhos 5 (poço 2), 4 (poço 4) e 4 (poço 3), a microbiofácies 3.4 consiste de *grainstones* e

packstones rudáceos, localmente dolomitizados. Como constituintes principais tem-se rodolitos, em sua maioria, laminados ou formados de crostas concêntricas, e macroforaminíferos, notadamente *Lepidocyclina pustulosa*. Os espécimes de *L. pustulosa* exibem razões espessura/diâmetro da ordem de 0,4.

A predominância de rodolitos de crostas concêntricas na microbiofácies 3.4 é fator discriminante entre esta biofácies e a microbiofácies 3.3. Quanto às fácies 3.2 e 3.4, diferenciam-se pela presença expressiva de *Lepidocyclina pustulosa* nesta última (Estampa 24, Foto 1).

Os rodolitos na microbiofácies 3.4 são preferencialmente esféricos, com diâmetros não superiores a 3,5 cm. Constituem-se de *Pseudolithothamnion*, *Lithothamnion*, *Lithoporella* e *Sporolithon*. Estão, não raramente, bioerodidos, com perfurações preenchidas por micrita, e exibindo, às vezes, estrutura geopetal. Os núcleos dos rodolitos podem também ocorrer preenchidos por micrita, fragmentos de coralináceas, moluscos, rotalídeos e foraminíferos planctônicos. Aos nódulos associam-se serpulídeos e foraminíferos incrustantes (*Fabiania cassis*, victorieliídeos). Apesar do evidente predomínio de rodolitos laminados, ocorrem, localmente, rodolitos ramificados abertos, que passam, por vezes, a laminados. No testemunho 5 (poço 2), rodolitos constituídos de crostas fracamente ligadas foram constatados.

Na fração grossa, é rara a ocorrência de fragmentos de *Pseudolithothamnion*, *Asterocyclina* cf. *minima*, *Lepidocyclina macdonaldi*, *Lepidocyclina rdouvillei*, foraminíferos incrustantes (victorieliídeos), crustáceos, briozoários e placas de equinodermas.

A fração fina presente entre os rodolitos e macroforaminíferos é constituída, principalmente, de fragmentos de coralináceas crustosas, em geral, desgastados e bem arredondados. Entre os fragmentos de coralináceas crustosas, foram identificados, *Sporolithon*, *Lithoporella* e *Pseudolithothamnion*. Como componentes acessórios são observados

na fração fina, fragmentos de coralináceas articuladas, *Helicostegina dimorpha*, com razão espessura/diâmetro de 0,4, *Helicostegina polygyralis*, *Lepidocyclina macdonaldi*, *Lepidocyclina pustulosa*, *Lepidocyclina pustulosa* var. *tobleri*, *Operculinoides floridensis*, fragmentos de lepidociclinídeos, miliolíneos, textularíneos, ostracodes, briozoários e equinodermas com cimentação sintaxial.

Microbiofácies 3.5

Descrita no testemunho 3 (poço 5), a microbiofácies 3.5 consiste de *grainstones* a *packstones* rudáceos, por vezes, arenosos, dolomitizados, e compostos principalmente de *Lepidocyclina (Eulepidina) undosa* e briozoários. Os espécimes de *L. undosa* ocorrem, não raramente, paralelos ao acamamento, e concentrados em camadas. Apresentam razões espessura/diâmetro da ordem de 0,1, com predomínio aparente de formas microsféricas. Entre os briozoários foram identificados os morfogrupos, eretos flexíveis, eretos rígidos foliáceos e eretos rígidos ramificados robustos, sendo estes últimos os mais abundantes (Estampa 24, Foto 3).

Localmente, são observados rodolitos ramificados concêntricos e ramificados abertos, com predomínio destes últimos. Exibem diâmetros máximos de 4 cm e são compostos de *Lithothamnion* (sp₁ e sp₂), *Lithoporella* e *Mesophyllum* (?). Rodolitos incrustados por acervulinídeos e rodolitos formados de crostas fracamente ligadas são freqüentemente observados.

Na fração grossa, podem ocorrer *Lepidocyclina vaughani*, *Lepidocyclina waylandvaughani*, *Operculinoides panamensis*, com razão espessura/diâmetro entre 0,2 e 0,3, crustáceos, pelecípodas e equinodermas.

Os componentes rudáceos estão imersos em matriz constituída principalmente de fragmentos de coralináceas crustosas e articuladas, freqüentemente, desgastados. Na fração fina, os elementos raros são constituídos de *Lepidocyclina canellei*, *Lepidocyclina yurnagunensis*, *Operculinoides*

panamensis, pequenos rotalídeos, rotalíneos, textularíneos, ostracodes, crustáceos, briozoários e equinodermas.

No testemunho 3, poço 5, são observados grãos de glauconita e minerais opacos dispersos na matriz. Processos de dissolução são também constatados.

Microbiofácies 3.6

São *grainstones* ou prováveis *boundstones* compostos quase que exclusivamente de corais, representados por *Porites branneri* e *Porites* sp. e, secundariamente, por cf. *Phyllangia* sp.

Microbiofácies 3.7

Representada no testemunho 2, poço 4, a microbiofácies 3.7 compreende *grainstones* a *packstones* rudáceos, freqüentemente dolomitizados, constituídos, principalmente, de rodolitos. Na fração grossa são comuns espécimes de *Heterostegina antillea*. Na fração fina, tem-se como elementos comuns, equinodermas, sendo rara a ocorrência de fragmentos de numulitídeos e lepidociclinídeos, rotalídeos, miliolíneos, textularíneos, foraminíferos incrustantes (acervulinídeos, homotrematídeos), crustáceos, briozoários (ERro), e tubos de vermes (Estampa 25, Foto 1).

De maneira geral, predominam rodolitos de crostas concêntricas. São elípticos ou circulares, e exibem diâmetros não superiores a 4 cm. Constituem-se do intercrescimento de duas ou mais espécies de coralináceas. Entre os gêneros constituintes foram identificados: *Mesophyllum*, *Lithoporella*, *Lithothamnion*, *Sporolithon*, *Spongites* (?) e *Pseudolithothamnion*.

Não raramente, as crostas estão bioerodidas, e com perfurações preenchidas por micrita ou calcita espática, podendo exibir estrutura geopetal. Briozoários, moluscos, fragmentos de *Sporolithon*, foraminíferos planctônicos e equinodermas ocorrem também nas macrop perfurações dos rodolitos. Aos nódulos algáceos estão associados homotrematídeos, briozoários e serpulídeos.

Microbiofácies 3.8

Packstones ou *grainstones* rudáceos, raramente dolomitizados, formados principalmente de rodolitos. Representada no testemunho #2 (poço 5), a microbiofácies 3.8 diferencia-se das demais pela presença de *Miogypsina* e *Amphistegina*, em associação com rodolitos ramificados abertos e laminados (Estampa 25, Foto 2).

É difícil avaliar a forma predominante entre os rodolitos, havendo, aparentemente, predomínio de rodolitos ramificados abertos, com crostas de arcabouço delicado e/ou robusto. É comum observar nódulos com crostas fracamente ligadas.

Os rodolitos apresentam diâmetros máximos de 5 cm e estão freqüentemente mal preservados e bioerodidos, com perfurações preenchidas por micrita. Os seguintes gêneros de coralináceas constituintes foram identificados: *Mesophyllum*, *Lithothamnion* e *Lithoporella*. Associam-se aos nódulos, *Gypsina*, briozoários e serpulídeos.

Juntamente com os rodolitos na fração grossa, tem-se como elementos raros, fragmentos de coralináceas crustosas, soritídeos, crustáceos e briozoários.

Os componentes rudáceos estão imersos em matriz, cujos principais constituintes são representados por fragmentos de coralináceas crustosas. É rara a ocorrência de fragmentos de coralináceas articuladas (*Jania*), *Amphistegina* (razão espessura/diâmetro entre 0,5 e 0,6), *Miogypsina* (razão espessura/diâmetro entre 0,3 e 0,4), acervulinídeos, miliolíneos, rotalíneos, textularíneos, foraminíferos planctônicos, moluscos (gastrópodes, pelecípodos), crustáceos, briozoários (Ef), espículas de espongiários, equinodermas e tubos de vermes.

Microbiofácies 3.9

Consiste de *packstones* rudáceos a *grainstones*, e diferencia-se da fácies anterior, pela presença conspicua de *Amphistegina* (Estampa 25, Foto 3). Descrita no testemunho #2,

poço 6, a microbiofácies 3.9 contem, na fração grossa, rodolitos, constituídos de crostas concêntricas, ramificadas e com diâmetros que não ultrapassam 4 cm. As crostas apresentam-se, em geral, mal preservadas e bioerodidas, com perfurações preenchidas por micrita e/ou calcita espática. Constituem-se do intercrescimento de *Lithophyllum* e *Lithoporella*, e estão, não raramente, incrustados por *Gypsina*.

A fração fina é composta de fragmentos de coralináceas crustosas e articuladas (*Amphiroa*), *Amphistegina*, rotalídeos, textularíneos, briozoários incrustantes unilaminares e equinodermas.

Microbiofácies 3.10

Identificada somente nos poços 6 e 8, a microbiofácies 3.10 constitui-se de *grainstones* a *packstones*, às vezes, dolomitizados. Distingue-se das demais biofácies pela expressiva ocorrência de *Lepidocyclina chaperi*, juntamente com fragmentos de coralináceas crustosas e articuladas, e fragmentos de crostas. Apesar da presença de fragmentos de crostas, não se reconhece nesta biofácies a ocorrência de rodolitos. Isto deve-se provavelmente à inexistência de testemunho de sondagem representativo da fácies, limitando sua descrição a amostras de calha.

Como componentes comuns tem-se, *Lepidocyclina pustulosa*, homotrematídeos, rotalídeos, equinodermas. Os elementos raros são representados por *Helicostegina polygyralis*, *Operculinoides floridensis*, acervulinídeos, rotalídeos, miliolíneos, rotalíneos, textularíneos, briozoários e tubos de vermes.

Microbiofácies 5.1

São *packstones* a *grainstones*, formados predominantemente de fragmentos de coralináceas crustosas e pequenos rotalídeos. Como elementos acessórios ocorrem fragmentos de coralináceas articuladas e crostas, *Ranikothalia bermudezi* e equinodermas.

Microbiofácies 5.2

Grainstones ou *packstones*, por vezes dolomitizados, constituídos principalmente de fragmentos de coralináceas crustosas e *Amphistegina lopeztrigoi*. Subordinadamente, ocorrem equinodermas e *Ranikothalia bermudezi*.

Microbiofácies 5.3

Ocorre associada ou intercalada às microbiofácies 3.1 e 3.2, diferenciando-se destas pela inexistência ou pequena ocorrência de rodolitos. São *packstones* e *grainstones*, rudáceos, constituídos, principalmente, de fragmentos de coralináceas crustosas (*Lithoporella*, *Sporolithon*, *Lithothamnion*, *Mesophyllum* ?) e articuladas. Os elementos acessórios na fração fina são representados por *Amphistegina lopeztrigoi*, *Asterocyclina* sp., *Fabiania cassis*, *Helicostegina dimorpha*, fragmentos de *Operculinoides*, acervulinídeos, rotalídeos, miliolíneos, pequenos rotalíneos, textularíneos, ostracodes, outros crustáceos, moluscos, briozoários (Ef, Enul?), equinodermas e intraclastos. Localmente, são comuns equinodermas com cimentação sintaxial (Estampa 23, Foto 2).

Na fração grossa, é rara a ocorrência de fragmentos de crostas e rodolitos. Estes rodolitos assemelham-se, em composição, aos da microbiofácies 3.2, exibindo, entretanto, dimensões menores (diâmetros não superiores a 4 cm). Nesta fração, são também observados, *Fabiania cassis*, *Helicostegina dimorpha*, acervulinídeos e homotrematídeos.

Microbiofácies 5.4

As microbiofácies 3.3 e 3.4 passam, gradualmente, à microbiofácies 5.4. Estas biofácies diferenciam-se pela inexistência ou ocorrência rara de rodolitos na biofácies 5.4. Consiste de *grainstones* ou *packstones*, por vezes, rudáceos, cujos principais constituintes são representados por fragmentos de coralináceas crustosas, em geral arredondados e de granulometria variável entre areia muito fina/fina a areia muito grossa. Entre os fragmentos de coralináceas crustosas, identificou-se *Lithoporella* e *Archaeolithothamnion*. Como

elementos comuns, foram observados fragmentos de crostas e/ou ramos (*Pseudolithothamnion*, *Lithoporella*), e fragmentos de macroforaminíferos (cf. *Helicolepidina nortoni*, *Helicostegina polygyralis*, *Lepidocyclina macdonaldi*, *Lepidocyclina pustulosa*) (Estampa 24, Foto 2).

Os constituintes raros são representados por fragmentos de coralináceas articuladas, *Asterocyclina* cf. *aster*, *Asterocyclina* cf. *asterisca*, *Pseudophragmina* cf. *flintensis*, *Fabiania cassis*, fragmentos de numulitídeos (*Operculinodes floridensis*), rotalídeos, miliolíneos, pequenos rotalíneos, textularíneos, foraminíferos planctônicos, ostracodes, outros crustáceos, pelecípodas, briozoários (Enul, Ef, ERro), equinodermas com cimentação sintaxial e intraclastos.

Entre os rodolitos, de ocorrência localizada, predominam os de crostas concêntricas. Assemelham-se, em composição, aos rodolitos da microbiofácies 3.4, diferenciando-se destes por exibir tamanhos menores (diâmetros não superiores a 2,5 cm).

Microbiofácies 5.5

Descrita no testemunho #3 do poço 6, a microbiofácies 5.5 apresenta-se intercalada à biofácies 3.5, diferenciando-se desta pela diminuição de espécimes de *L. undosa* e expressiva ocorrência de fragmentos de lepidociclinídeos. São *grainstones* e *packstones*, arenosos, constituídos, principalmente, de fragmentos desgastados de coralináceas crustosas, equinodermas e fragmentos de lepidociclinídeos, tais como, *Lepidocyclina yurnagunensis*, *Lepidocyclina undosa*, *Lepidocyclina canellei*, *Lepidocyclina giraudi*, *Lepidocyclina macdonaldi*, *Lepidocyclina pustulosa* e *Lepidocyclina chaperi*. Localmente, são observados rodolitos laminados (Estampa 24, Foto 4).

Como elementos acessórios tem-se, pequenos rotalídeos, textularíneos, crustáceos e briozoários (ERro).

Microbiofácies 5.6

Intercala-se à microbiofácies 3.7, e consiste de *packstones* e *grainstones* dolomitizados. Compõem-se de

fragmentos de numulitídeos (*Heterostegina*), *Amphistegina*, fragmentos de coralináceas e equinodermas.

Microbiofácies 5.7

Ocorre interestratificada às microbiofácies 3.8 e 3.9, diferenciando-se destas fácies pela ausência de rodolitos. São *grainstones/packstones*, e *packstones*, que chegam a gradar a *wackestones* ou *floatstones*, constituídos, principalmente de fragmentos de crostas (*Lithoporella*) com arcabouço delicado. Como elementos raros, tem-se na fração grossa, algas verdes, *Miogypsina* (razão espessura/diâmetro = 0,3), acervulinídeos, soritídeos, pelecípodas com carapaças dissolvidas, crustáceos, fragmentos de corais, briozoários (ERfo, ERde e Ef) e tubos de vermes.

Na fração fina predominam os fragmentos de coralináceas crustosas. Ocorrem, raramente, fragmentos de coralináceas articuladas, *Amphistegina*, *Miogypsina*, *Gypsina*, *Sphaerogypsina*, miliolíneos, pequenos rotalíneos, textularíneos, foraminíferos planctônicos, ostracodes, outros crustáceos, equinodermas e intraclastos. Os espécimes de *Miogypsina* apresentam razão espessura/diâmetro variável entre 0,2 e 0,5, enquanto nos espécimes de *Amphistegina* a razão varia entre 0,4 e 0,6. Os bioclastos estão em geral mal preservados (Estampa 25, Foto 4).

Microbiofácies 6.1

A microbiofácies 6.1 consiste de *grainstones* ou *packstones* rudáceos, arenosos. Como principais elementos aloquímicos ocorrem oóides e *Ranikothalia bermudezi*. Os constituintes comuns e raros são representados, respectivamente, por equinodermas e fragmentos de coralináceas articuladas.

Microbiofácies 7.1

Packstones a *grainstones*, localmente arenosos, compostos principalmente de algas verdes (*Halimeda* e *Ovulites*) e *Amphistegina lopeztrigoi*. Subordinadamente, são observados fragmentos de coralináceas crustosas, miliolíneos, rotalíneos,

textularíneos, crustáceos, moluscos, briozoários, equinodermas, intraclastos e oóides.

Microbiofácies 7.2

Identificada na base do testemunho 4, poço 5, a microbiofácies 7.2 consiste de *grainstones/packstones*, dolomitizados, ou raramente, *wackestones*. Como elementos principais têm-se *Ovulites*, *Halimeda* e miliolíneos. *Amphistegina lopeztrigoi*, rotalídeos, equinodermas estão presentes como componentes acessórios. Localmente, observou-se *Ranikothalia bermudezi* (Estampa 26, Foto 1).

Microbiofácies 7.3

Descrita no testemunho 4, poço 5, a microbiofácies 7.3 consiste de *grainstones* ou *packstones* rudáceos, por vezes, dolomitizados, bioturbados e mosqueados. São constituídos principalmente de algas verdes, representadas pelos gêneros *Halimeda* e *Ovulites*. Associam-se a estes componentes, equinodermas com cimentação sintaxial, fragmentos de coralináceas crustosas (*Lithoporella*), *Marinella*, *Girvanella*, *Amphistegina lopeztrigoi*, rotalídeos, miliolíneos, rotalíneos, textularíneos, foraminíferos incrustantes, ostracodes, moluscos com envelopes de micrita, briozoários, e intraclastos (Estampa 26, Foto 2).

Microbiofácies 7.4

Packstones compostos principalmente de *Amphistegina lopeztrigoi*. Subordinadamente, ocorrem *Helicostegina dimorpha* e moluscos.

Microbiofácies 7.5

São *wackestones*, às vezes, dolomitizados ou arenosos, que gradam a *packstones* e *mudstones*. Os componentes que distinguem a microbiofácies 7.5 são representados por soritídeos (*Archaias*, *Peneroplis*), miliolíneos, fragmentos de corais (*Porites*, *Phyllangia*), algas verdes e moluscos. Alguns dos bioclastos, como corais e moluscos, apresentam dissolução. Associam-se a

fragmentos de coralináceas crustosas, *Amphistegina*, *Lepidocyclina*, textularíneos, briozoários e equinodermas. Localmente, é expressiva a ocorrência de fragmentos de coralináceas articuladas, crostas, pelóides e intraclastos (Estampa 26, Fotos 3 e 4).

Microbiofácies 8.1

Descrita no testemunho #4, poço 2, a microbiofácies 8.1 exibe grande variabilidade textural, ocorrendo desde *mudstones* a *grainstones*. Apresentam-se, algumas vezes, dolomitizados e arenosos. Como constituintes principais, têm-se fragmentos de coralináceas crustosas e corais. Os elementos comuns são representados por equinodermas e os raros por fragmentos de crostas, fragmentos de coralináceas articuladas, *Amphistegina*, *L. giraudi*, *L. undosa*, *L. yurnagunensis*, *L. pustulosa*, homotrematídeos, pequenos foraminíferos rotalíneos, miliolíneos, foraminíferos planctônicos, ostracodes, outros crustáceos, pelecípodas, briozoários (ERro, Ef), intraclastos e oóides (Estampa 21, Foto 4; Estampa 22, Foto 1).

Microbiofácies 8.2

Grainstones e *packstones* rudáceos arenosos e glauconíticos, intercalados por arenito muito fino a médio, carbonático e glauconítico, cujos grãos são angulosos a subangulosos e estão oxidados. Alguns dos bioclastos (miliolíneos, rotalíneos, textularíneos) estão preenchidos por glauconita (Estampa 22, Fotos 2 e 3). Os elementos principais são representados por espécimes grandes e planos de *Lepidocyclina undosa*, com razões espessura/diâmetro da ordem de 0,1, briozoários (ERfo, ERro), e coralináceas sob a forma de grãos angulares a bem arredondados, de granulometria areia média a areia grossa.

Como constituintes comuns ocorrem equinodermas, sendo rara a ocorrência de *Sphaerogypsina*, ostracodes, outros crustáceos, miliolíneos, textularíneos, rotalídeos, moluscos, intraclastos e oóides, em cujos núcleos ocorrem foraminíferos planctônicos ou grãos siliciclásticos.

Microbiofácies 8.3

Grainstones, *packstones* ou *wackestones/mudstones*, algumas vezes arenosos. Como elementos essenciais ocorrem *Amphistegina*, *Operculinoides* e foraminíferos planctônicos. Estes componentes associam-se comumente a *Planorbulinella*, fragmentos de coralináceas crustosas e articuladas, numulitídeos, briozoários (Ef, ERfo, ERro e Enmul) e equinodermas. É rara a ocorrência de *Heterostegina*, *L. undosa*, *Miogypsina*, rotalídeos, soritídeos, rotalíneos, textularíneos, foraminíferos incrustantes, ostracodes, moluscos e equinodermas.

IV.3.2. Distribuição Temporal das Microbiofácies

As 31 microbiofácies individualizadas apresentam-se interestratificadas e exibem distribuição temporal freqüentemente limitada em razão do seu conteúdo fossilífero. Todavia, face à impossibilidade na determinação específica de seus componentes biogênicos, notadamente, os foraminíferos planctônicos, algumas das fácies não estão limitadas no tempo, e se repetem ao longo da Formação Amapá. Entre essas, estão, por exemplo, fácies a foraminíferos planctônicos (1.1), fácies a fragmentos pequenos de coralináceas e foraminíferos planctônicos (2.1), e fácies a fragmentos pequenos de coralináceas, foraminíferos planctônicos e numulitídeos (2.2). A não identificação dos foraminíferos planctônicos limitou sua utilização como indicadores paleoambientais.

No Paleoceno Superior/Eoceno Inferior foram identificadas 8 microbiofácies, quais sejam, fácies 7.1 a 7.4, 5.1 e 5.2, 6.1 e 2.4. A presença de fósseis índices, tais como *Ranikothalia bermudezi* e *Amphistegina lopeztrigoi*, restringe a ocorrência dessas biofácies à parte basal do Paleógeno da Formação Amapá (Fig. 69). Nesta época, os principais indicadores paleoambientais seriam representados pelas algas verdes (*Halimeda* e *Ovulites*) em depósitos lagunares (microbiofácies 7.1 a 7.4); e pela espécie *Ranikothalia bermudezi*, indicativa de ambientes de plataforma externa (microbiofácies 2.4).

A partir do Eoceno Médio, as algas passam a ser representadas pelas rodofíceas, e as microbiofácies constituem-se, dessa época até o final da deposição da Formação Amapá, de coralináceas e macroforaminíferos, o que as diferencia totalmente das biofácies do Paleoceno/Eoceno Inferior. No Eoceno Médio, foram definidas 9 microbiofácies, a saber, 1.1, 2.1 e 2.2, 3.1 a 3.4, 5.3 e 5.4. Nesta época, as definições ambientais são dadas, principalmente, pelos foraminíferos planctônicos (depósitos de talude) e pelas diferentes formas de lepidocicliníneos (*Lepidocyclina macdonaldi*, *Lepidocyclina rdouvillei*, *Lepidocyclina pustulosa*) e numulitídeos (*Operculinoides floridensis*) associadas, não raramente, a rodólitos, que comporiam os depósitos de banco. As espécies *Helicolepidina spiralis* e *Lepidocyclina rdouvillei* seriam os principais fósseis índices desse intervalo de tempo.

Doze microbiofácies foram determinadas no Eoceno Superior, muitas das quais reconhecidas no Eoceno Médio. São elas: 1.1, 2.1 a 2.3, 3.1, 3.3 e 3.4, 3.10, 5.3 e 5.4, 7.5 (?) e 8.2. Os indicadores paleoambientais são representados principalmente pelos grandes e planos macroforaminíferos (*Lepidocyclina chaperi* e *Operculinoides floridensis*), determinantes de depósitos de plataforma externa e bancos; e por soritídeos associados a algas verdes e miliolíneos, que representariam os depósitos lagunares. O Eoceno Superior tem como principal fóssil-índice o macroforaminífero *Lepidocyclina chaperi* (Fig. 69).

No Oligoceno, por sua vez, há grande complexidade faciológica, tendo sido definidas 14 microbiofácies, quais sejam 1.1, 2.1 e 2.2, 3.1, 3.5 a 3.8, 5.5 a 5.7, 7.5, 8.1 e 8.2. Tal fato deve-se, provavelmente, às grandes variações do nível do mar ocorridas no Oligoceno, notadamente na passagem Oligoceno Inferior a Oligoceno Superior. Nesta época, o nível do mar teria alcançado o seu nível mais baixo, cerca de 150 m abaixo do nível atual (Adams, 1989), o que teria propiciado a exposição subaérea da plataforma, e a subsequente formação de vales entalhados.

Além dos foraminíferos planctônicos (depósitos de talude) e dos corais, representando os depósitos lagunares, têm-se nesta

época como indicadores paleoambientais, algumas espécies de lepidociclinídeos (*Lepidocyclina undosa*), e numulitídeos (*Operculinoides dia*) constituintes principais de depósitos de banco e de plataforma externa. O Oligoceno é revelado fundamentalmente por uma associação de lepidociclinídeos (*L. undosa*, *L. yurnagunensis*, *L. canellei*, *L. giraudi*), *Heterostegina antillea* e *Operculinoides dia*, não havendo para este intervalo de tempo um único fóssil-índice (Fig. 69).

Finalmente, a seção do Mioceno está representada por 9 microbiofácies, caracterizadas, de maneira geral, pela associação de algas coralináceas e grandes foraminíferos. São elas: 1.1, 2.1 e 2.2, 3.6, 3.8 e 3.9. 5.7 , 7.5 e 8.3. A exceção da microbiofácies 8.3, todas as demais já haviam sido identificadas no Oligoceno. O principal indicador paleoambiental é dado pelos morfotipos de *Amphistegina* spp. (depósitos de banco), e pelos soritídeos associados a corais e miliolíneos (depósitos lagunares). Os fósseis-índices do Mioceno são representados fundamentalmente pelas diferentes espécies de *Miogypsina* (Fig. 69).

paleoambientais, tendo em vista a sua composição por espécimens autóctones. Dessa maneira, as interpretações paleoecológicas aqui apresentadas foram baseadas em associações, cujos microfósseis, apesar de terem sofrido retrabalhamento, permaneceram em seus habitats originais ou próximo a eles, podendo, assim, ser considerados como indicadores dos paleoambientes.

V.2. Metodologia

As interpretações paleoecológicas das associações microfossilíferas basearam-se, principalmente, na comparação com formas recentes, na análise morfológica de macroforaminíferos e coralináceas, e na comparação com modelos paleofaciológicos de distribuição de microfósseis. Procurou-se, neste trabalho, avaliar estes parâmetros em conjunto, visto que a análise individual poderia levar, conforme mencionado por Luterbacher (1984), a interpretações paleoecológicas errôneas.

No intuito de refinar as interpretações paleoecológicas, analisou-se morfológicamente, espécies ou gêneros de macroforaminíferos e coralináceas, identificou-se morfogrupos de briozoários, e obteve-se valores referentes à diversidade fóssil petrográfica. As apreciações paleoecológicas foram também testadas através de diagramas triangulares de distribuição de foraminíferos (modificado de Hallock & Glenn, 1986).

V.2.1. Indicadores paleoambientais

Em estudos paleoecológicos de depósitos carbonáticos não associados a recifes de corais, como é o caso dos carbonatos da Formação Amapá, é inegável a contribuição dada pelos macroforaminíferos e coralináceas no entendimento das condições ambientais nos diferentes subambientes. A razão de se considerar esses organismos como bons indicadores paleoecológicos deve-se, certamente, à sua abundância e ampla distribuição em depósitos sedimentares marinhos rasos em regiões tropicais. Face a sua abundância em algumas das fácies dos carbonatos Amapá, morfotipos de briozoários foram também utilizados nas interpretações paleoambientais.

Não obstante o reconhecimento das restrições existentes nas comparações entre material fóssil e taxa recentes, tais como, as incertezas sobre as condições ecológicas onde os organismos viveram há milhões de anos atrás, se eram iguais ou pelo menos semelhantes às de seus sucessores encontrados nos dias atuais, optou-se por aplicar o princípio do atualismo na interpretação paleoecológica das associações microfossilíferas dos carbonatos Amapá.

Ao que tudo indica, não houveram grandes mudanças climáticas durante o Terciário na margem equatorial brasileira. Estudos da composição isotópica das testas dos foraminíferos planctônicos, realizados por Savin *et al.* (1975), demonstram que as temperaturas da superfície do Oceano Pacífico, em áreas de baixa latitude, variaram entre 20°C e 28°C ao longo do Terciário. Mesmo que não se tenha dados para as regiões de baixa latitude do Oceano Atlântico, onde a Formação Amapá se depositou, é razoável supor que, nesta época, o clima tenha sido sempre tropical nesta área equatorial. Esta suposição encontra apoio na inexistência, atualmente, de macroforaminíferos em águas com temperaturas inferiores a 18°C (Adams, 1989).

Apesar de serem comprovadamente importantes indicadores paleoecológicos, os macroforaminíferos foram, por muito tempo, subutilizados em estudos desta natureza. Somente a partir da década de 70, com a realização de vários trabalhos sobre as variações ecológicas dos macroforaminíferos (Chaproniere, 1975; Eva, 1976; Ghose, 1977; Hottinger, 1977 e 1983; Luterbacher, 1983; Setiawan, 1983; Hallock, 1984; Hallock & Glenn, 1986; Wiedicke, 1987; Debenay, 1988 e Buxton & Pedley, 1989), passou-se a utilizar mais diretamente estes fósseis em interpretações paleoambientais.

Os macroforaminíferos vivem preferencialmente em águas quentes e rasas, e sua distribuição e ecologia são controladas, principalmente, por fatores físicos, tais como, luz, salinidade, temperatura, tipo de substrato e turbulência da água. Estes foraminíferos estão altamente adaptados às condições oligotróficas ou à deficiência em nutrientes dos ambientes carbonáticos.

Hallock & Schlager (1986) e Hallock (1988) reforçaram esta hipótese ao relacionarem a extinção generalizada de comunidades de recifes à eutrofização do meio deposicional. Considerando que a luz e a energia da água são fatores importantes na distribuição dos macroforaminíferos, o processo de eutrofização teria nítida influência no desenvolvimento desses organismos, visto que a presença de nitratos e fosfatos estimularia o crescimento do plâncton, propiciando aumento na turbidez da água e, conseqüentemente, diminuindo a profundidade da zona eufótica. Hallock & Schlager (1986) atribuíram também ao processo de eutrofização, o crescimento de organismos bioerosivos e competidores, os quais contribuiriam para a destruição da estrutura recifal.

Os macroforaminíferos rotalíneos são considerados estenohalinos, com limites de tolerância compreendidos entre 30.10^{-3} e 45.10^{-3} . Por outro lado, os miliolíneos (soritídeos, peneroplídeos) são comuns em lagunas e outros ambientes calmos, e são capazes de tolerar salinidades maiores (Hallock & Glenn, 1986). Entretanto, Hallock & Glenn (*op. cit.*) advertiram que a presença conspícua de miliolíneos não revelaria necessariamente condições ambientais hipersalinas, face à sua freqüente ocorrência em ambientes recifais com salinidades normais.

Quanto ao hábito, os macroforaminíferos podem ocorrer como incrustantes ou epífitos, comumente em ambientes de alta energia, ou viver entre os grãos do sedimento, em condições de baixa energia (Hallock & Glenn, 1986).

No Golfo de Aqaba há forte influência da natureza do substrato na distribuição de alguns grupos de macroforaminíferos (Hottinger, 1983). São encontrados, por exemplo, soritídeos e peneroplídeos em ambientes de baixa energia e/ou substratos moles, e *Heterostegina* (formas involutas) em ambientes de alta energia e/ou substratos duros.

As algas vermelhas calcárias, a exemplo, dos macroforaminíferos, estão ampla e abundantemente distribuídas em sedimentos da plataforma carbonática. Soma-se a isto, o fato

das coralináceas terciárias apresentarem relações claras com os taxa atuais, presentes em condições ecológicas específicas.

Em perfil de plataforma carbonática de região de baixa latitude, as algas vermelhas têm ampla distribuição, ocorrendo desde as regiões de planície de maré até o oceano aberto. Contudo apresentam ocorrência expressiva em bancos, recifes e cristas algáceas. Nos trópicos, estas algas chegam a constituir consideráveis bioconstruções, com registro fóssil significativo, como, por exemplo, o biostromo do Mioceno de Malta (Bosence & Pedley, 1979 e 1982), recifes do Eoceno da Espanha, recifes recentes de St. Croix e Bermuda, e cristas algáceas recentes do Pacífico, Caribe e Oceano Índico (Bosence, 1983b).

As coralináceas têm na luz o seu principal fator ecológico limitante, sendo que a profundidade de 80 m, é comumente o seu limite inferior em regiões tropicais, podendo, entretanto, em outras regiões, atingir profundidades de 200 m. Nas regiões do Caribe e Pacífico, Adey (1979) e Adey *et al.* (1982) comprovaram o grande potencial das coralináceas em estudos paleobatimétricos.

As coralináceas articuladas ocorrem, predominantemente, em profundidades menores que 10m, em zona de intermaré em regimes de alta energia. As coralináceas crustosas, por outro lado, podem ocorrer em águas mais profundas. A distribuição batimétrica das coralináceas crustosas atuais demonstra, de maneira geral, que gêneros como *Lithophyllum*, *Neogoniolithon* e *Porolithon* ocorrem em profundidades inferiores a 20m; *Neogoniolithon*, *Lithophyllum*, *Hydrolithon*, e *Mesophyllum* são comuns entre 20 e 40 m de profundidade; *Mesophyllum*, *Sporolithon*, *Lithothamnion* e *Lithophyllum*, estão presentes entre 40 e 60 m; e *Mesophyllum* e *Lithothamnion* são abundantes entre 60 e 100 m. Segundo Bosence (1991), esta distribuição seria plenamente aplicável às coralináceas do Neógeno.

O terceiro e último indicador paleoambiental utilizado neste trabalho foram os briozoários. Apesar de morfogrupos de briozoários terem sido principalmente usados em reconstituições ambientais de regiões temperadas (Nelson *et al.*, 1988; Bone &

James, 1993), foi possível aplicá-los com certo sucesso aos carbonatos Amapá.

Ao contrário dos macroforaminíferos e coralináceas, os briozoários não têm a luz como fator limitante e podem ocorrer até grandes profundidades. Estudos realizados por Bone & James (1993), em sedimentos atuais de plataforma no sudeste da Austrália, demonstram que morfotipos de briozoários estão diretamente relacionados à profundidade, energia e temperatura da água, e ao tipo de substrato, podendo fornecer informações valiosas em interpretações paleoecológicas. Foi assim demonstrado, por exemplo, que as formas ramificadas robustas podem ocorrer em águas relativamente mais rasas que as formas ramificadas delicadas.

V.2.2. Análise morfológica

As espécies de macroforaminíferos exibem, em geral, diâmetros superiores a 1mm, podendo atingir vários milímetros e, por vezes, até alguns centímetros (vide cap. III). Hallock *et al.* (1986) demonstraram que a mortalidade é marcadamente mais elevada entre formas juvenis pequenas, sendo esta mortalidade menor quando as formas alcançam diâmetros de aproximadamente 0,5 mm.

Desde a década de 50, estudos de macroforaminíferos vivos têm proporcionado novos conhecimentos sobre a influência do ambiente nestes organismos, como por exemplo sua adaptação morfológica a algas simbiotes, e a dependência nutricional dos macroforaminíferos por estas algas (Haynes, 1965; Ross, 1977; Hallock, 1983 e 1985).

Haynes (1965) relacionou a complexidade das testas de macroforaminíferos à simbiose algácea. Segundo este autor, várias características das carapaças dos grandes foraminíferos, entre elas, a estrutura da parede radial-hialina, a grande superfície da carapaça, e o afinamento das paredes laterais, seriam adaptações à simbiose. Estas modificações propiciariam testas mais planas e com amplas superfícies, e ofereceriam, assim, às algas simbiotes uma área mais extensa, com ótimas

condições de luz e favoráveis a um intercâmbio direto com o meio.

Apesar de Leutenegger (1984), mencionar que as formas planas de macroforaminíferos não implicam necessariamente em processo de simbiose, não se pode negar que em ambientes mais profundos e menos iluminados, e, conseqüentemente, mais estressantes, os foraminíferos se tornam mais planos e maiores em superfície, a fim de facilitar sua comunicação com o meio.

Outros fatores que influenciam na morfologia das testas de macroforaminíferos são a transparência e turbulência da água, substrato e salinidade do meio.

Haynes (1965) já relacionava a forma dos grandes foraminíferos a fatores hidrodinâmicos, ao sugerir que formas livres de testas robustas e com grande esfericidade indicariam ambientes recifais com correntes, enquanto testas finas, frágeis e com razões superfície/volume máximas seriam encontradas em ambientes calmos e com pouca luz.

Mais tarde, trabalhos de laboratório realizados por Hallock (1979, 1981b), Röttger (1976) e Williams *et al.* (1981) comprovaram a hipótese de Haynes (1965), no que se refere às relações entre formas de testas e condições hidrodinâmicas do meio. Estes estudos demonstram que espécies trocoespiraladas de rotalíneos são freqüentemente mais esferóides e comuns em ambientes muito rasos. Por outro lado, as formas planoespirais, presentes em profundidades maiores, são mais finas.

Para Hallock (1979) e Hallock & Glenn (1986) esta constatação é muito evidente entre espécies do gênero *Amphistegina*. Indivíduos de *Amphistegina lobifera*, que vivem em águas rasas, com profundidades inferiores a 10 m, são maiores (diâmetros entre 1 e 3 mm) e notadamente esferóides, com razões espessura/diâmetro (E/D) de aproximadamente 0,6. *Amphistegina lessonii* que ocorre em profundidades entre 5 e 30 m, não é apenas menor (diâmetros entre 1 e 1,5 mm), mas também mais plana, com E/D variando de 0,5 a 0,35. *Amphistegina papillosa*,

presente em profundidades maiores, é ainda mais plana, com E/D entre 0,2 e 0,4.

Estas observações permitiram a utilização, no presente trabalho, da razão E/D para as testas de vários espécimes de *Amphistegina*, *Miogypsina*, *Heterostegina* e *Lepidocyclina*, o que auxiliou nas interpretações paleoecológicas da Formação Amapá.

Além das coralináceas serem de grande valia na reconstituição paleobatimétrica do meio deposicional, as diferentes morfologias das coralináceas crustosas refletem, a energia do meio, tipo de substrato e competição das algas por espaço (Bosence, 1983).

Bosence (1983, 1985) demonstrou que, em locais de alta energia (frentes de recife ou cristas algálicas), predominam crostas espessas, densamente superimpostas de várias espécies. Por sua vez, arcabouços de recife em ambientes de energia moderada (*backreef mounds* ou pequenos altos na zona de retaguarda dos recifes) são constituídos por pequeno número de espécies, e exibem ramos e crostas mais finos, delicados e foliados.

Segundo Bosellini & Ginsburg (1971), os rodolitos laminados só se formam diante da movimentação constante de ondas ou correntes. Por outro lado, não existe a mesma necessidade por parte dos nódulos colunares ou ramificados, os quais poderiam se desenvolver em águas calmas ou paradas.

A maioria das coralináceas se incrusta em substrato fixo ou firme (animal, vegetal ou rocha). Em qualquer um desses substratos, é fator de grande importância a conquista de espaço para viver, o que leva à competição direta com outros organismos. Com a finalidade de aumentar sua área, para que haja reprodução, ou maior absorção de luz e nutrientes, as coralináceas modificam sua morfologia, seja pelo crescimento marginal da crosta seja através de ramificação (Bosence, 1983).

Apesar de praticamente todas as formas articuladas e a maioria das coralináceas crustosas ocorrerem fixas a objetos sólidos, há uma importante minoria de algas crustosas, que vivem

em vários tipos de substratos instáveis, formando os depósitos de rodolitos.

Tendo em vista que as diferentes formas de crescimento apresentadas pelos rodolitos são indicadoras valiosas na compreensão das condições de energia em ambiente marinho raso, procurou-se identificar os rodolitos ramificados abertos ou radiais e os nódulos constituídos de crostas concêntricas, interpretados por Bosence (1991), respectivamente como indicadores de ambientes calmos e mais agitados.

V.2.3. Análise dos processos tafonômicos

Nesta análise, procurou-se compreender os processos mecânicos ou de preservação que ocorreram entre a morte dos organismos até o seu soterramento no sedimento, e os processos químicos ou diagenéticos que ocorreram subsequentemente ao soterramento (Brett & Baird, 1986).

No estudo tafonômico, deu-se maior ênfase à compreensão dos processos de preservação que ocorreram nos foraminíferos (notadamente nos grandes foraminíferos) e coralináceas, tendo em vista sua importância como indicadores paleoambientais nos depósitos carbonáticos. Nos macroforaminíferos foram identificados, transporte, fragmentação, dissolução e preenchimento por sedimento. Nas coralináceas crustosas, observou-se, os efeitos de transporte, corrosão (abrasão e bioerosão) e preenchimento por sedimento, enquanto nas coralináceas articuladas, foram constatados os processos de desarticulação, fragmentação e transporte.

Mesmo em seu habitat original, ou seja, nas margens da plataforma interna, onde constituir-se-iam depósitos de banco (por exemplo, microbiofácies 3.2 a 3.9), as algas parecem ter sofrido processos de retrabalhamento por agentes biológicos e/ou físicos, visto que se apresentam fragmentadas. De acordo com Studencki (1988), a destruição e desintegração dos esqueletos carbonáticos, em especial, das coralináceas crustosas e articuladas, e briozoários, seriam causados, pelo menos inicialmente, por bioerosão. Para Studencki (*op. cit.*), os

processos hidrodinâmicos, como a atividade de ondas e correntes, em regiões abaixo da zona litorânea, limitar-se-iam ao arredondamento e seleção dos bioclastos.

No que tange à coralináceas crustosas da Formação Amapá, pressupõe-se que nos depósitos situados nas margens da plataforma, essas algas tenham sofrido tanto processos mecânicos como biológicos, face a presença de grãos arredondados a bem arredondados, e a má seleção dos grãos (areia muito fina a areia muito grossa). Já nas áreas mais afastadas da margem da plataforma, quer seja nas regiões mais proximais (microbiofácies 5.1 a 5.7, e 7.5) como nas distais (microbiofácies 1.1, 2.1 a 2.3), os fragmentos de coralináceas apresentam-se, em geral, muito desgastados e bem arredondados, o que evidenciaria a atuação predominante de processos mecânicos na deposição desses bioclastos. Não se deve também negligenciar, na fragmentação das coralináceas crustosas, a compactação pós-deposicional, que atingiria, principalmente, os talos ramificados de coralináceas crustosas (Studencki, 1988).

Diferentemente das coralináceas crustosas, a desintegração das coralináceas articuladas, assim como, dos briozoários, é inevitável, posto que estes elementos são articulados por tecido mole, desfazendo-se os talos e zoários, após a morte, em pedaços (vide cap. III). Segundo Studencki (1988), estes organismos seriam ainda mais fragmentados pela compactação pós-deposicional, sendo os mais susceptíveis a esta fragmentação, os zoários de briozoários ramificados. Para Brett & Baird (1986), os briozoários ramificados robustos seriam mais facilmente atingidos por processos de fragmentação e corrosão, se mostrando, em alguns casos, intactos ao transporte. Os briozoários ramificados delicados e os incrustantes seriam, respectivamente, susceptíveis a fragmentação e corrosão.

Os macroforaminíferos, a exemplo das coralináceas, apresentam-se fragmentados mesmo no seu habitat original, ou seja, nas margens da plataforma (por exemplo, microbiofácies 3.1 a 3.10), na plataforma externa (microbiofácies 2.3) e nas áreas internas da plataforma (microbiofácies 7.5). Entretanto,

acredita-se que no caso desses organismos, a fragmentação tenha se dado, fundamentalmente, por processos hidrodinâmicos.

Entre os processos de diagênese precoce, observou-se dissolução e preenchimento por micrita dos prolóculos de lepidocicliníneos (microbiofácies 3.2 a 3.5), preenchimento por micrita das perfurações nos rodolitos (microbiofácies 3.2 a 3.9), dissolução das partes internas das testas de foraminíferos textularíneos (microbiofácies 8.2), moluscos (microbiofácies 8.2), corais (microbiofácies 3.6 , 8.1), algas verdes e foraminíferos rotalídeos (microbiofácies 7.3 e 7.5); oxidação de testas de foraminíferos miliolíneos (microbiofácies 1.1 e 8.3) e rotalídeos (microbiofácies 8.2); preenchimento por glauconita de testas de pequenos foraminíferos aglutinantes e hialinos (microbiofácies 1.1, 8.2, 8.3)

V.2.4. Diversidade fóssil petrográfica

Smosna & Warshauer (1978) definiram diversidade fóssil petrográfica simplesmente como o número total de diferentes fósseis observados em secção delgada. Todavia, esses autores restringem esta diversidade a invertebrados, excluindo traços-fósseis, plantas e algas.

Por entender que diversidade fóssil petrográfica deveria incluir todos os constituintes biogênicos, sem exceção, decidiu-se ampliar o conceito apresentado por Smosna & Warshauer (1978), considerando no cálculo da diversidade todos os grãos aloquímicos fósseis presentes nas rochas carbonáticas. Os valores obtidos, segundo este novo conceito de diversidade, foram comparados aos valores obtidos, de acordo com o conceito apresentado por Smosna & Warshauer (1978). Observou-se, que os valores de diversidade para a biota e fauna são muito semelhantes, seguindo em geral o mesmo padrão (Tabela 14).

Nos cálculos de diversidade foram utilizadas somente as lâminas de amostras de testemunhos. Alguns fatores se mostraram limitantes nesse cálculo, tais como, o tamanho relativamente pequeno das lâminas delgadas (4,5 cm x 2,5 cm), e os diferentes tamanhos dos elementos biogênicos, o que reduz muitas vezes o

espaço disponível para a ocorrência dos fósseis, e o comportamento dos bioclastos como partículas sedimentológicas.

Não obstante essas limitações, foi possível notar que os padrões de diversidade alta (10 a 18 para a biota total, 7 a 13 para a fauna) ocorreram principalmente nos bancos e na plataforma interna. Em apenas um depósito de plataforma externa (antebanco) do Eoceno Superior, observou-se valores de diversidade altos (12/11, biota/fauna). Por sua vez, os padrões de diversidade média (7 a 9 para a biota, 6 a 8 para a fauna) e baixa (3 a 4, para a biota, 2 a 4 para a fauna) foram encontrados em geral no talude, na plataforma externa e no ambiente lagunar (Tabela 14).

A constatação de padrões de diversidade média e baixa nos depósitos de plataforma externa e talude deve-se, em parte, à não classificação taxonômica dos pequenos rotalíneos (foraminíferos planctônicos). Apesar deste fato, a diversidade parece ter sido em geral mais alta nos bancos que nos depósitos de talude, tendo em vista a grande diferença de valores encontrados nestes ambientes deposicionais (Tabela 14).

Banner & Pereira (1981) relacionaram os mais altos valores de diversidade da população viva de foraminíferos, encontrados na áreas internas e externas de recifes do Leste de Mombaça (Leste da África), às pequenas variações nos parâmetros ambientais (temperatura, velocidades das correntes de maré, salinidade, pH) nas referidas áreas. Esta pequena instabilidade no ambiente, tanto temporal como espacial, criaria diferentes micro e mesohabitats, aos quais se adaptariam diversos tipos de foraminíferos.

Por outro lado, os padrões de diversidade baixa, constatados no ambiente lagunar, estariam relacionados, de acordo com Banner & Pereira (1981), à relativa estabilidade no ambiente deposicional, onde os parâmetros ambientais (temperatura, salinidade, etc.) seriam praticamente estáveis. Os valores médios de diversidade refletiriam, por sua vez, períodos de estabilidade e instabilidade nos ambientes (Banner & Pereira, *op. cit.*).

Essa hipótese parece ser bastante coerente para explicar a distribuição dos valores de diversidade na Formação Amapá. É razoável pressupor uma maior instabilidade nos parâmetros ambientais na área da plataforma interna e nos bancos da plataforma Amapá, onde se constatou os mais altos valores de diversidade fóssil petrográfica. Por outro lado, nos ambientes supostamente mais estáveis, ou seja, nas lagunas e no talude, foram observados valores baixos de diversidade fóssil.

Apesar, de ter sido constatada uma correlação entre a distribuição de padrões de diversidade e os subambientes na plataforma Amapá, deve-se alertar para o fato, conforme salientado por Banner & Pereira (1981), que cada padrão de distribuição não pode conclusivamente identificar um determinado habitat ou um parâmetro ambiental, excluindo os demais.

V.2.5. Diagrama triangular

O diagrama triangular é um método amplamente utilizado em estudos paleoecológicos. Definido inicialmente por Murray (1968, 1973), este diagrama ilustra as razões de rotalíneos, miliolíneos e textularíneos. Com a finalidade de torná-lo mais aplicável à depósitos carbonáticos, Hallock & Glenn (1986) passaram a representar os vértices dos triângulos por foraminíferos planctônicos e/ou rotalíneos planos, grandes rotalíneos lenticulares e esferóides, e miliolíneos e/ou pequenos rotalíneos.

Tendo em vista que cada um desses macroforaminíferos apresentam preferências ambientais, a dominância de cada um deles seria indicativa, segundo Hallock & Glenn (1986), das fácies do modelo para plataforma carbonática proposto por Wilson (1975). Todavia, este modelo não se aplicou à Formação Amapá, o que levou a modificar o diagrama triangular proposto por Hallock & Glenn (*op. cit.*).

De acordo com o modelo aqui proposto, os foraminíferos planctônicos e os foraminíferos grandes e planos têm valores máximos na plataforma externa e sopé de talude. Os rotalíneos grandes e esferóides são mais característicos de região de

plataforma interna. Os rotalíneos menores e os miliolíneos (porcelanáceos) indicam áreas de plataforma restrita. As regiões nas margens da plataforma caracterizam-se tanto por rotalíneos grandes como por rotalíneos menores (Fig. 76).

V.3. Caracterização dos Ambientes Depositionais e Evolução Paleoambiental

A partir da caracterização paleoecológica dos diferentes depósitos carbonáticos da Formação Amapá, procurou-se compreender a evolução dos ambientes deposicionais e avaliar, assim, o comportamento da plataforma carbonática desde o Paleoceno Superior até o Mioceno Médio. A reconstrução paleoambiental baseou-se, de maneira geral, no princípio de correlação de fácies de Walther (1894, *apud* Blatt *et al.*), a qual atesta que "a superposição vertical de fácies revela ambientes lateralmente correlacionáveis".

V.3.1. Paleoceno Superior/Eoceno Inferior

No início do Paleógeno (Paleoceno Superior/Eoceno Inferior), três subambientes principais são nitidamente diferenciados na plataforma carbonática Amapá. São eles: bancos, plataforma interna e laguna (Fig. 77). Wolff & Carozzi (1984) reconheceram, ainda, nesta fase de deposição da Formação Amapá, depósitos de talude, cujos elementos biogênicos são representados, principalmente, por foraminíferos planctônicos. Estes depósitos não foram observados neste trabalho, talvez em função do tipo de amostragem utilizada.

A repartição das microbiofácies na plataforma Amapá no Paleoceno Superior/Eoceno Inferior foi aparentemente muito influenciada pela deposição de bancos de *Ranikothalia bermudezi* e fragmentos de coralináceas crustosas (microbiofácies 2.4), identificados nas porções centro-sul e nordeste da plataforma Amapá (poços 1 e 11).

A formação de bancos de numulítídeos parece ter sido muito comum em plataformas carbonáticas do Eoceno Inferior e Médio, como por exemplo, a ocorrência conspícua de bancos de *Nummulites*

em várias formações eocênicas, da borda norte da plataforma africana (Arni, 1965; Decrouez & Lanterno, 1979).

A presença marcante de numulitídeos de grandes dimensões indica para a microbiofácies 2.4, deposição em plataforma externa (Fig.78). Para Wolff & Carozzi (1984), esses depósitos constituíam cordões, que isolavam os biótopos de plataforma externa e lagunar (Fig.77), hipótese esta bastante plausível.

O meio deposicional era, provavelmente, muito agitado, como evidenciado pelos envelopes micritizados dos grãos de *Ranikothalia*, feição esta considerada por Flügel (1982), como muito comum em ambientes agitados. Os grãos de coralináceas associados aos numulitídeos apresentam-se extremamente desgastados, não sendo possível nem mesmo visualizar seus filamentos celulares, o que sugere processos de transporte ou retrabalhamento.

De posse de poucos dados, tentar estabelecer a paleobatimetria dos ambientes em que se depositaram os bancos de *Ranikothalia* é tarefa difícil. Não se tem conhecimento na literatura, de inferência batimétrica a partir deste gênero, sendo conhecidas apenas reconstituições paleoecológicas através do gênero *Nummulites*, que indicaria, segundo Decrouez & Lanterno (1979), profundidades entre 60 e 80 m, ou profundidades inferiores a 60 m, de acordo com Eva (1976).

No Paleoceno Superior e Eoceno Inferior, instala-se na zona à retaguarda dos bancos de *Ranikothalia* (backbank), um complexo sistema plataforma interna/lagunar. Na região da plataforma interna, foram identificados três depósitos, referentes às microbiofácies 5.1, 5.2 e 6.1, reconhecidos somente nas áreas sul e oeste da plataforma carbonática Amapá (poços 1 e 5) (Fig.77).

A ocorrência expressiva de rotalídeos na microbiofácies 5.1 seria indicativa de deposição em plataforma interna, em ambientes à retaguarda de recifes (Ghoose, 1977). Esta hipótese é confirmada pela distribuição dos foraminíferos em diagrama triangular (Fig. 78).

Adiciona-se a essas observações, a presença inexpressiva de macroforaminíferos e de grãos de coralináceas crustosas. A rara ocorrência de *Ranikothalia* em fragmentos e o desgaste apresentado pelos grãos de coralináceas levam a concluir a existência de processo de transporte ou condições de alta energia no meio deposicional. O predomínio de calcários *packstones* ou *grainstones* corrobora a hipótese de deposição acima do nível de base das ondas.

A microbiofácies 5.2 depositou-se, aparentemente, em condições ambientais muito semelhantes às da biofácies 5.1, ou seja, plataforma interna com circulação ativa de corrente (Fig.77). Os espécimes de *Amphistegina lopeztrigo* apresentam, por vezes, claras evidências de retrabalhamento. A falta de indicadores paleobatimétricos torna difícil a estimativa da profundidade do meio deposicional.

A exemplo de Wolff & Carozzi (1984), interpreta-se a microbiofácies 6.1 como barreiras ou baixios de acumulação (*shoal*), constituídos essencialmente de oóides, cujos núcleos são compostos de textularíneos ou de cristais de calcita espática. A presença de oóides reforça a hipótese da predominância de águas rasas e condições de alta energia na região de plataforma interna no início do Paleógeno.

A ocorrência de algas verdes ou *Ranikothalia* na microbiofácies 6.1 denota que no Paleoceno Superior havia intensa comunicação entre os ambientes, com transporte de material de elementos biogênicos tanto no sentido da plataforma externa para a interna, como no sentido inverso.

Outro fato a ser salientado na microbiofácies 6.1, é a presença de grãos de glauconita associadas às algas verdes. A glauconita é um mineral do grupo das ilitas, sendo que sua autigênese ocorre tipicamente em ambiente marinho aberto, em condições não oxidantes, calmo e em profundidades superiores a 30 m (Odin & Letolle, 1980; Coimbra, 1983). A primeira vista, a associação de oóides e grãos de glauconita observada na biofácies 6.1 parece ser contraditória, visto que os primeiros elementos aloquímicos indicariam águas agitadas e rasas,

enquanto a glauconita revelaria ambientes mais profundos e calmos. Contudo, Odin & Letolle (1988) relacionaram a formação do arcabouço inicial de glauconitização a ambientes de águas muito rasas e agitadas (profundidades inferiores a 50 m).

Após a fase inicial de deposição dos oóides, o ambiente na plataforma interna no início do Paleógeno deve ter se tornado mais redutor, tendo em vista a precipitação de glauconita. Esta mudança no caráter de oxi-redução do ambiente pode ter ocorrido, ou por uma mudança climática (aumento de pluviosidade), que possibilitaria um maior aporte de material orgânico ao meio, ou por elevação do nível do mar, que propiciaria um aumento de produtividade primária, criando assim, condições mais redutoras e ácidas, propícias à glauconitização.

Quatro microbiofácies (7.1 a 7.4) foram reconhecidas no sistema lagunar da Formação Amapá à época do Paleoceno Superior/Eoceno Inferior. Tendo em vista as diferenças entre as associações de elementos biogênicos em cada microbiofácies, é evidente que este sistema lagunar foi caracterizado por diferentes condições ambientais (Fig. 77).

Os valores baixos de diversidade fóssil petrográfica (máximo de 3, considerando toda a biota, e máximo de 2, computando apenas a fauna) indicam para a microbiofácies 7.2, condições extremamente restritas, onde os parâmetros físicos, como salinidade, impossibilitaram até mesmo a sobrevivência de coralináceas. A presença conspícua de algas verdes (*Ovulites*), em calcários com dolomitização secundária, processo diagenético este comum em meios lagunares (Tibana & Terra, 1981), corroboram a hipótese de meio deposicional restrito para a biofácies 7.2.

Apesar da microbiofácies 7.3 exibir valores mais altos de diversidade fóssil petrográfica (máximos de 13 e 9, respectivamente, para a biota e a fauna) acredita-se, com base na associação de *Girvanella*, *Halimeda*, *Ovulites* e miliolíneos, que a deposição desta biofácies tenha ocorrido, também em condições restritas de deposição. Contudo, as condições não deveriam ser tão estressantes quanto as da biofácies 7.2, tendo em vista a presença de coralináceas crustosas. O ambiente

deposicional era provavelmente agitado, face a ocorrência de oóides superficiais (com núcleos constituídos de equinodermas), moluscos com envelopes micritizados e o predomínio de calcários *grainstone/packstone*.

Diferentemente das biofácies 7.2 e 7.3, a presença expressiva de foraminíferos rotalíneos, tais como, *Amphistegina lopeztrigoi* e *Helicostegina dimorpha*, nas microbiofácies 7.1 e 7.4 revelaria uma maior influência de condições oceânicas no ambiente deposicional. A distribuição dos foraminíferos segundo o diagrama triangular demonstra para as microbiofácies 7.1 e 7.4, deposição em plataforma interna (Fig.78).

A ocorrência de coralináceas crustosas nessas fácies é rara, e limita-se a alguns níveis. Apresentam-se sob a forma de fragmentos muito mal preservados, o que denota transporte ou condições hidrodinâmicas intensas.

O processo diagenético de dolomitização no Paleoceno Superior/Eoceno Inferior foi observado em depósitos de plataforma externa (microbiofácies 2.4) e interna (microbiofácies 5.2) e em depósitos lagunares (microbiofácies 7.2). Tendo em vista que os depósitos de plataforma interna foram formados principalmente em fases de regressão marinha, a formação de dolomita, neste caso, poderia ser explicada pelo modelo Dorag de dolomitização. Segundo este modelo, a dolomitização ocorreria na zona de mistura da água salgada e meteórica, formada na base da cunha salina, comumente observada nas fases regressivas. Nesta zona, os íons Mg^{2+} são fornecidos pela água salgada e a dissolução da calcita ocorreria em razão da mistura das águas (Badiozamani, 1973).

No que se refere aos depósitos da microbiofácies 2.4, o processo de dolomitização poderia ser explicado em parte pelo modelo Dorag, tendo em vista a relação direta entre a deposição de calcários dolomitizados e as quedas do nível do mar.

Por outro lado, o modelo Dorag não explicaria a presença de cristais de dolomita nos depósitos da biofácies 2.4 depositados em fases transgressivas do mar. Uma das hipóteses,

neste caso, que explicaria a dolomitização seria a alta concentração de matéria orgânica no meio deposicional (dolomitização organogênica). Esta matéria orgânica seria de origem principalmente marinha (algas e organismos planctônicos), e sua decomposição por bactérias sulfato-redutoras e degradação enzimática de proteínas, abundantes na matéria orgânica de origem marinha, seriam favoráveis à precipitação de dolomita. Com a degradação da matéria orgânica haveria um aumento de alcalinidade e de pH na água intersticial, acarretando assim uma solução propícia à dolomitização. Este processo ocorreria pela transferência de pares de íons neutros de CaCO_3^0 e MgCO_3^0 , que ocorreria tanto a partir de como em direção a superfície do cristal de dolomita (Slaughter & Hill, 1990).

V.3.2. Eoceno Médio

No Eoceno Médio, a plataforma carbonática se estabelece com depósitos de plataforma externa (microbiofácies 1.1, 2.1 e 2.2), bancos (microbiofácies 3.1 a 3.4) e depósitos de plataforma interna (microbiofácies 5.3, 5.4), os quais gradam lateralmente entre si (Fig.79).

Os depósitos de plataforma externa distinguem-se notadamente pela frequência elevada de foraminíferos planctônicos. A microbiofácies 1.1, pela abundância de planctônicos em *wackestones* ou *mudstones*, depositou-se em regiões mais distais na plataforma externa, provavelmente em talude ou costa afora (*offshore*), segundo modelo de Buxton & Pedley (1989) e pela distribuição dos foraminíferos em diagrama triangular (Fig.80). A presença de cristais de pirita dispersos em matriz neomorfizada indica condições redutoras na fase diagenética.

Na microbiofácies 1.1 é comum observar miliolíneos com testas de cores ocres ou avermelhadas. Leão & Machado (1989) relacionaram estas cores (marrons, amarelos) nos grãos carbonáticos à oxidação de grãos originalmente escuros e ricos em matéria orgânica. A matéria orgânica normalmente retida nas câmaras de foraminíferos é muitas vezes preservada, mesmo quando presente em zona oxidante (Maiklen, 1967). Porém, ao serem

enterradas a poucos centímetros da superfície, os núcleos destas testas, ricos em matéria orgânica, transformam-se em sítios favoráveis à precipitação de sulfeto de ferro, pela ação de bactérias anaeróbicas sulfato-redutoras. Quando estes grãos escurecidos são removidos para a zona oxidante, seja através da erosão ou da ação de organismos bioturbadores, o sulfeto de ferro é facilmente oxidado, passando para óxido e/ou hidróxido de ferro, e dando aos grãos a cor amarronzada (Van Straaten, 1954, *apud* Leão & Machado, 1989).

As testas ocreas de miliolíneos na microbiofácies 1.1 poderiam constituir material alóctone, transportado de áreas mais oxidantes. Outra hipótese a ser considerada, é a remoção, por processo de bioturbação, para zonas mais oxidantes no próprio meio deposicional, oxidando assim o sulfeto de ferro presente em suas carapaças. Todavia, a inexistência de testemunho representativo desta microbiofácies, não nos permitiu encontrar evidências que apoiassem esta última hipótese.

Em razão do menor número de foraminíferos planctônicos, as microbiofácies 2.1 e 2.2 ter-se-iam depositado em regiões proximais da plataforma externa (Fig. 80). Aparentemente, a microbiofácies 2.1, correspondente a *packstones* bioturbados e incipientemente laminados, teria se sedimentado em condições mais distais que a microbiofácies 2.2, em razão da quantidade relativamente maior de planctônicos (Fig.80).

Esta idéia é corroborada pela ocorrência na microbiofácies 2.2 de macroforaminíferos, representados por grandes e planos lepidociclinídeos e *Operculinoides floridensis*, que demonstraria a proximidade da passagem entre plataformas interna e externa, ou regiões consideradas como antebanco (Fig.80). Apesar da proximidade da plataforma interna, estima-se, em função da presença desses foraminíferos, que as águas seriam ainda relativamente profundas.

Tanto na microbiofácies 2.1 como na biofácies 2.2, é possível observar coralináceas crustosas sob a forma de grãos bem arredondados e mal preservados, o que denotaria

provavelmente transporte de material das regiões proximais mais rasas.

No Eoceno Médio, as coralináceas crustosas e os macroforaminíferos passam a constituir, em razão de sua abundância, bioacumulações, interpretadas por Wolff & Carozzi (1984), como depósitos de bancos. Estes elementos biogênicos ocupam nesta época diferentes nichos ecológicos na plataforma Amapá, provavelmente em função da fisiografia da plataforma carbonática, dos padrões de correntes na área, e das variações do nível do mar. Quatro tipos diferentes de banco foram reconhecidos no Eoceno Médio (microbiofácies 3.1 a 3.4), em função do seu conteúdo fossilífero (Fig.79).

A utilização do diagrama triangular na distinção dos ambientes de deposição das microbiofácies 3.1 a 3.4, 5.3 e 5.4 não foi muito eficaz. Isto deve-se ao fato destas microbiofácies serem diferenciadas não somente pelos foraminíferos, mas também pelo tipo de rodolito e briozoários, não considerados nos diagramas triangulares.

A microbiofácies 3.1, identificada nas regiões centro-sul e oeste da plataforma (poços 1 e 6), constitui-se, essencialmente, de *Operculinoides*, com ocorrências localizadas de coralináceas crustosas, sob a forma de grãos bem desgastados. Segundo Ghose (1977), o gênero *Operculinoides* poderia ser encontrado, tanto em ambientes à retaguarda de banco, como em regiões de antebanco.

Não obstante a obtenção de valores parciais das dimensões das testas de *Operculinoides* nos carbonatos Amapá, visto que só foram analisados em amostras de calha, esses valores apontam razões E/D iguais ou superiores a 0,3 para os macroforaminíferos, o que refletiria deposição em zonas mais protegidas da plataforma Amapá, em comparação aos depósitos da microbiofácies 2.2 (Fig. 79).

Os depósitos a numulitídeos do Eoceno Médio teriam ocupado, aparentemente, nessa plataforma interna, áreas tanto internas (poço 1) como externas (poço 6). A presença de

cristais de dolomita na microbiofácies 3.1, observada no poço 1, é coerente com esse modelo, visto que sua formação poderia ser explicada pelo modelo Dorag de dolomitização, que ocorreria na base de cunhas salinas, formadas justamente em fases de nível do mar mais baixo.

Em áreas à retaguarda dos bancos ou de baixios de acumulação (microbiofácies 3.1), sedimenta-se a microbiofácies 5.3. Esta biofácies, observada no poço 1, depositou-se provavelmente em fases regressivas. Caracteriza-se pela ocorrência de fragmentos de coralináceas crustosas extremamente desgastados, tratando-se provavelmente de material transportado de depósitos situados próximo à borda da plataforma. A sedimentação da microbiofácies 5.3 deu-se aparentemente sob diferentes condições de hidrodinâmica. A predominância de calcários *packstones* a *wackestones*, na porção noroeste da plataforma Amapá (poço 6), indica condições de energia aparentemente menor, do que nas regiões proximais situadas a sul (poço 1), onde predominariam calcários *grainstones*.

A ocorrência na porção centro-sul da plataforma (poço 1) de grãos siliciclásticos nos carbonatos da microbiofácies 5.3, poderia ser explicada pela drenagem estabelecida em fase regressiva, que transportaria os grãos terrígenos dos depósitos fluvio-deltaicos situados às margens da plataforma carbonática (Castro *et al.* 1978). A presença de glauconita associada aos grãos terrígenos poderia representar fases de ingressão marinha, subseqüentes aos períodos regressivos, ou até mesmo, aporte de matéria orgânica do continente, juntamente com os grãos terrígenos, o que teria propiciado condições ambientais mais redutoras e favoráveis à glauconitização (Pettijohn, 1975; Odin & Letolle, 1988).

Na porção centro-sul da plataforma Amapá (poços 2, 3 e 4), são reconhecidos bancos a rodolitos, cujas coralináceas estão, por vezes, associadas a *Asterocyclina*, *Lepidocyclina* e *Operculinoides*, (microbiofácies 3.2 e 3.4). Estes depósitos corresponderiam às manchas de recife (*patch reef*) formadas talvez sobre pavimentos de rodolitos, segundo modelo proposto

por Buxton & Pedley (1989), para os carbonatos terciários do Mar de Tethys.

No poço 2, à época do Eoceno Médio Inferior, depositaram-se, à borda da plataforma interna, bancos a rodolitos (microbiofácies 3.2). A predominância nestes depósitos, de rodolitos circulares a elípticos, formados de crostas concêntricas e arcabouços robustos, leva-nos a considerar deposição em águas relativamente rasas e agitadas, com ação contínua ou pelo menos intermitente de ondas e/ou correntes. Esta hipótese é corroborada pela ocorrência conspicua nesses bancos, de briozoários Ef, considerados por Nelson *et al.* (1988) como elementos comuns em plataforma interna.

A utilização dos gêneros constituintes dos rodolitos, na tentativa de estimar a paleobatimetria dos depósitos formados pela microbiofácies 3.2, é no nosso entender bastante temerária. De qualquer maneira, a presença de *Lithoporella* e *Mesophyllum* poderia indicar para esses depósitos, profundidades não superiores a 40m, segundo distribuição apresentada por Adey (1979) para o Mar do Caribe, e Minnery (1990) para o Golfo do México.

Com base no modelo dos calcários miocênicos da Polônia (Studencki, 1988), supõe-se que, no Eoceno Médio, os depósitos de nódulos algáceos (microbiofácies 3.2) teriam constituído altos, formados provavelmente sobre pavimentos de rodolitos. A exemplo dos depósitos de *Operculinoides* (microbiofácies 3.1), os depósitos de rodolitos laminados passariam, lateralmente, à microbiofácies 5.3. Neste caso, todavia a deposição desta biofácies parece ter ocorrido em profundidades relativamente maiores. Esta hipótese fundamenta-se, principalmente, na ocorrência, em certos níveis da biofácies 5.3, da associação de briozoários ERro, considerados por Nelson *et al.* (1988), como elementos comuns em plataforma média, e de *Asterocyclina*, gênero típico de plataforma externa, segundo Setiawan (1983); Buxton & Pedley (1989) e Eva (1976).

Independente da área de deposição da microbiofácies 5.3, seja ela à retaguarda de bancos como em áreas antebancos, os

rodolitos presentes nessa biofácies foram provavelmente transportados, por processo de fluxo, dos altos topográficos constituídos pelos depósitos de banco. A granodecrescência, observada em testemunhos, a partir dos níveis de rodolitos revelaria a perda de competência do sistema de transporte.

Durante o Eoceno Médio, nas porções noroeste e centro-sul da plataforma Amapá (poços 2, 3, 4 e 6), o nicho ecológico foi ocupado por rodolitos constituídos, tanto por crostas ramificadas abertas de *Lithothamnion*, associadas a *Fabiania cassis*, *Lepidocyclina macdonaldi*, *Lepidocyclina pustulosa* e cf. *Helicolepidina nortoni* (microbiofácies 3.3), como por rodolitos laminados formados de *Lithothamnion*, *Pseudolithothamnion* e *Lithoporella*, associados a *Lepidocyclina pustulosa* (microbiofácies 3.4).

A predominância na microbiofácies 3.3 de rodolitos ramificados abertos, muito bioerodidos, com crostas de arcabouço delicado, demonstra para esta biofácies deposição, em ambientes profundos e de baixa energia (Pisera & Studencki, 1989; Bosence, 1991). A pequena quantidade de estrôncio na microbiofácies 3.3 (Castro *et al.*, 1978) e a presença de briozoários ERde (comuns em plataforma média e externa, segundo Nelson *et al.*, 1988) são coerentes com este modelo deposicional.

Outra característica observada na microbiofácies 3.3, é a variação nos valores de diversidade fóssil petrográfica, que vão de 3 a 7 (considerando a fauna) e de 6 a 12 (considerando toda a biota) (Fig.27). A obtenção de valores relativamente baixos para um depósito de banco, poderia estar relacionada a um aumento de salinidade do meio, inferido a partir da presença de sulfatos nas rochas, e que poderia ter inibido o desenvolvimento dos organismos.

Na microbiofácies 3.3, é comum observar rodolitos laminados constituídos de *Lithothamnion* e *Pseudolithothamnion*, aparentemente transportados dos bancos constituídos pela microbiofácies 3.4, formados em áreas relativamente mais rasas e agitadas (Fig.71). A caracterização ambiental da biofácies 3.4 é fundamentada na presença expressiva de rodolitos laminados.

Todavia, se por um lado, a constituição predominante dos rodolitos por crostas concêntricas e sua forma circular sugerem ambientes rasos com ação constante de ondas e/ou correntes (Bosence, 1988; 1991), há, por outro lado, evidências de deposição em meios relativamente mais profundos e calmos, pela ocorrência de rodolitos bioerodidos (Pisera & Studencki, 1989). Os gêneros componentes dos rodolitos (*Lithoporella*, *Lithothamnion* e *Pseudolithothamnion*), por sua vez permitem inferir profundidades mínimas de 45m, de acordo com a distribuição de algas vermelhas realizada por Minnery (1990) no Golfo do México.

De posse desses dados, pressupõe-se que a microbiofácies 3.4 seja caracterizada por material retrabalhado de áreas mais rasas (microbiofácies 3.2), o que explicaria a presença de rodolitos laminados formados de *Lithoporella*. Estes rodolitos teriam se depositado em regiões relativamente mais profundas, o que teria possibilitado a intensa bioerosão dos nódulos algáceos.

Outra característica observada nos depósitos da biofácies 3.4, é a considerável quantidade de micrita nos rodolitos, preenchendo as bioperfurações e os núcleos dos nódulos. Studencki (1988) descreve situação semelhante nos calcários miocênicos da Polônia, e infere, para a micrita, origem poligenética. Para este autor, a micrita poderia ser resultante, tanto de bioturbação como de processo diagenético.

A semelhança dos depósitos da microbiofácies 3.2, as fácies 3.3 e 3.4 teriam se formado em regiões topograficamente elevadas, passando, lateralmente, aos depósitos da biofácies 5.4. Esses depósitos teriam se formado, a exemplo da fácies 5.3, por processo de fluxo, cuja perda de competência no sistema de transporte teria originado granodecrescência ascendente nos sedimentos.

A associação faunística observada na microbiofácies 5.4 determina para esta fácies deposição, tanto em zona à retaguarda de bancos (poço 2), como em regiões relativamente mais profundas (poços 3 e 4). No primeiro caso, são comuns brizoários do tipo

Enul, considerados por Nelson *et al.* (1988), como elementos típicos de plataforma interna. Por sua vez, nos depósitos formados em regiões mais profundas, observa-se *Asterocyclina* sp., *Asterocyclina minima*, *Asterocyclina* cf. *asterisca*, *Pseudophragmina* cf. *flintensis*, associados a briozoários ERro, comuns, de acordo com Nelson *et al.* (*op. cit.*), em plataforma média/externa. Independente da área de deposição, pressupõe-se que a microbiofácies 5.4 tenha se formado, de maneira geral, em condições comparativamente menos restritas que a microbiofácies 5.3 (Fig.80).

V.3.3. Eoceno Superior

Ao longo do Eoceno Superior há, aparentemente, expansão da plataforma Amapá, sendo possível identificar, nesta época, desde depósitos de plataforma externa até prováveis depósitos lagunares. Algumas das microbiofácies definidas para o Eoceno Médio persistem no Eoceno Superior, quais sejam, microbiofácies 1.1, 2.1 e 2.2, 3.1, 3.3 e 3.4, 5.3 e 5.4. Por outro lado, algumas microbiofácies não reconhecidas anteriormente passam a ocorrer nesta época, tais como as fácies 2.3, 3.10, e 8.2 (Fig.81).

A abundância de foraminíferos planctônicos indica para a microbiofácies 1.1, deposição em talude (Fig.82). Os depósitos de talude do Eoceno Superior apresentam características petrográficas semelhantes aos do Eoceno Médio, tais como, matriz neomorfisada e cristais de pirita. As testas de miliolíneos exibem cores avermelhadas, e a ocorrência de estruturas de bioturbação, constatadas em testemunho, revela que a oxidação do sulfeto de ferro, presente nas testas dos foraminíferos, deu-se, muito provavelmente, em razão dos organismos bioturbadores.

Reconhecidas principalmente na porção noroeste da plataforma carbonática Amapá, as microbiofácies 2.1, 2.2 e 2.3 foram interpretadas, de acordo com o diagrama triangular, como depósitos de plataforma externa (Fig.82).

A biofácies 2.1 é representada por *mudstones* argilosos dolomitizados e piritizados, o que demonstra ambiente com

condições redutoras. A presença de cristais de dolomita nessa microbiofácies pode ser explicada pelo processo organogênico de dolomitização. A ocorrência de pirita, mineral este comumente encontrado em dolomitos organogênicos, é coerente com a hipótese levantada (Slaughter & Hill, 1991). As coralináceas apresentam-se nesses depósitos como grãos desgastados e bem arredondados, refletindo transporte de material dos bancos situados à margem da plataforma.

A associação de foraminíferos planctônicos, *Operculinoides floridensis* e *Helicostegina polygyralis*, e a presença em grande quantidade de fragmentos de coralináceas indicam para a biofácies 2.2 deposição em fácies proximais da plataforma externa.

Por sua vez, a ocorrência expressiva na microbiofácies 2.3 de espécimes de *Lepidocyclina chaperi*, e *Operculinoides floridensis*, grandes e planos e com razão espessura/diâmetro variável entre 0,1 e 0,2, é fator indicativo de sedimentação em áreas profundas da rampa carbonática, porém já próximas à borda de plataforma (Fig.82). Soma-se a isso a presença de briozoários do tipo ERro e ERfo, comuns em plataforma média (Nelson *et al.*, 1988).

Os grandes intraclastos, constituídos de rocha carbonática do tipo *packstone*, presentes na biofácies 2.3, podem ter sua gênese relacionada à ação bioturbadora dos microorganismos, tendo em vista a abundância de estruturas de bioturbação, constatada em testemunho. Os valores relativamente altos de diversidade (12, biota, e 11, fauna), comparáveis até com aqueles obtidos para os depósitos de bancos, são sugestivos da formação de bancos pela microbiofácies 2.3.

A abundância de rodolitos nas microbiofácies 3.1, 3.4 e 3.10 levou-nos a interpretá-las como depósitos de banco (Fig. 81). Por sua vez, a partir da distribuição de foraminíferos segundo o diagrama triangular foi possível identificar as áreas de deposição desses bancos. Assim sendo, reconheceu-se para as microbiofácies 3.1 e 3.4, deposição em plataforma interna. Por sua vez, a predominância de *Lepidocyclina chaperi* na

microbiofácies 3.10, seria indicativa de deposição em áreas comparativamente mais externas e profundas (Fig. 82).

A retaguarda do banco 3.1, provavelmente já em plataforma restrita (Fig.82), depositou-se a microbiofácies 5.3, constituída, principalmente, de fragmentos de coralináceas crustosas, textularíneos e equinodermas (Fig.81).

A aparente abundância de *Lithoporella*, seguida por *Lithothamnion*, na constituição dos rodolitos da microbiofácies 3.4 é coerente com a hipótese levantada, de deposição em plataforma interna. No Golfo do México, nódulos constituídos, principalmente, por *Lithoporella* ocorrem em recifes situados entre 20 e 30 m de profundidade (Minnery,1990). Esta interpretação é também confirmada pela presença de *Lepidocyclina pustulosa*, com razão E/D=0,4, indicativa, segundo Hallock & Glenn (1986), de profundidades não superiores a 30 m.

No Eoceno Superior, a microbiofácies 3.4 constituiria também altos topográficos, que gradariam lateralmente a depósitos a retaguarda de bancos (microbiofácies 5.4), constituídos de material transportado dos bancos, e representados por fragmentos de lepidociclinídeos e grãos desgastados de coralináceas. A presença de briozoários *Enul* na biofácies 5.4 comprova sua deposição em plataforma interna, não se tendo registro de sedimentação em áreas antebanco (Fig.81).

No Eoceno Superior, é duvidosa a ocorrência de depósitos lagunares (microbiofácies 7.5). Reconhecida apenas no poço 1, essa biofácies caracteriza-se pela presença de soritídeos e pequenos miliolíneos, ocorrendo, aparentemente, interestratificada aos depósitos de plataforma interna (microbiofácies 5.4).

Durante a regressão, na parte terminal do Eoceno Superior (Haq *et al.*, 1987), a plataforma teria sofrido, em alguns locais, exposição subaérea, formando-se, assim, na plataforma interna, pequenos canais (poço 3), preenchidos na fase de ingresso marinha (microbiofácies 8.2) (Fig.81). Para Wolff &

Carozzi (1984), depósitos deste tipo já teriam sido formados no Eoceno Médio.

Esses canais teriam sido preenchidos por material retrabalhado ou transportado dos depósitos de plataforma interna ou lagunares, ou ainda, dos depósitos terrígenos (pequenos leques deltáicos) existentes imediatamente atrás da plataforma carbonática (Castro *et al.*, 1978). Os depósitos de canais caracterizam-se, assim, por carbonatos constituídos de grãos arredondados e desgastados de coralináceas (predominantemente articuladas), testas de miliolíneos, pequenos rotalíneos e textularíneos; e arenitos muito finos a médios, carbonáticos e glauconíticos. Pressupõe-se profundidades relativamente pequenas para esses canais, tendo em vista a presença expressiva de coralináceas articuladas. Estas coralináceas apresentam-se extremamente desgastadas, evidenciando, claramente, processo de redeposição.

V.3.4. Oligoceno

O padrão faciológico observado no Oligoceno Inferior distingue-se do padrão do Eoceno Superior, principalmente, pelo aparecimento do subgênero *Eulepidina*, constituinte principal da microbiofácies 3.5, e pela extinção dos gêneros *Asterocyclina* e *Pseudophragmina*. Outro fator que distingue o Eoceno Superior e Oligoceno, é a frequente ocorrência neste último de depósitos (microbiofácies 3.1, 5.5) constituídos da associação de formas do Eoceno Superior, indicativas de águas relativamente mais rasas (*Helicostegina polygyralis*, *L. (Neolepidina) pustulosa* e *L. (Nephrolepidina) chaperi*, *Operculinoides floridensis*), e formas do Oligoceno, representativas de águas mais profundas (*L. (Eulepidina) undosa*) (poço 6). O Oligoceno Inferior diferencia-se também pela maior freqüência de depósitos de canais (poços 3,4).

A região da plataforma externa no Oligoceno Inferior está representada por três depósitos (microbiofácies 1.1, 2.1 e 2.2), já identificados no Eoceno Superior (Fig.83). A microbiofácies 1.1 é interpretada como depósito de talude, pela predominância

de foraminíferos planctônicos (*Globigerinoides*, *Globigerina* e *Globorotalia*) (Fig.84).

De acordo com a distribuição de foraminíferos em diagrama triangular (Fig. 84), as microbiofácies 2.1 e 2.2 do Oligoceno Inferior são interpretadas como depósitos de plataforma externa. Estes depósitos, a exemplo dos depósitos de plataforma externa do Eoceno Superior, exibem coralináceas sob a forma de grãos muito desgastados, em razão do transporte de bancos localizados na margem da plataforma. Entretanto, no Oligoceno Inferior, a microbiofácies 2.2 passa a apresentar como grandes foraminíferos, *L. (Eulepidina) undosa* e *Operculinoides panamensis* e *Operculinoides dia*, em substituição às espécies *Operculinoides floridensis* do Eoceno Superior.

A microbiofácies 3.1, identificada no Eoceno Superior permanece no Oligoceno Inferior (poço 1). Caracterizada pela presença de numulitídeos, essa biofácies exibe no Oligoceno, espécimens retrabalhados do Eoceno, tais como, *Helicostegina polygyralis*, *Lepidocyclina pustulosa* e *Operculinoides floridensis*. De acordo com a distribuição de foraminíferos em diagrama triangular, a microbiofácies 3.1 ter-se-ia depositado, a exemplo do ocorrido no Eoceno Superior, em plataforma interna, formando provavelmente bancos.

No início do Oligoceno, formam-se, pela primeira vez na plataforma, bancos compostos pelas microbiofácies 3.5. Tais depósitos, presentes praticamente em toda a plataforma Amapá, têm como principais elementos biogênicos, espécimens de *Lepidocyclina undosa*, e aparentemente, rodolitos ramificados abertos.

Conforme se observa na Figura 84, a presença expressiva de testas grandes e planas de *Lepidocyclina (Eulepidina) undosa* revela para a microbiofácies 3.5, deposição em zona de plataforma externa. Para Buxton & Pedley (1989), o subgênero *Eulepidina* indicaria águas mais profundas que o subgênero *Nephrolepidina*, presente na Formação Amapá em depósitos eocênicos formados pela microbiofácies 2.3.

A retaguarda dos bancos de *Eulepidina* ocorrem depósitos representados pela microbiofácies 5.5 (Fig. 83). A aplicação do diagrama triangular aos dados de frequência dos foraminíferos, posicionando a biofácies em zona de plataforma interna, comprova a hipótese levantada (Fig. 84).

A microbiofácies 5.5 ter-se-ia depositado em fases de regressão marinha, visto a ocorrência nesta biofácies de espécimens do Eoceno Superior (poços 3,6), e de grãos siliciclásticos (poço 3), transportados aparentemente, com a descida do nível do mar, dos depósitos fluviais situados imediatamente atrás da plataforma carbonática. A estes grãos siliciclásticos associam-se comumente grãos de glauconita, formada em fases de ingressão marinha e/ou pelo aporte de matéria orgânica, transportada juntamente com os grãos terrígenos do continente.

A ocorrência de depósitos lagunares (microbiofácies 7.5) no Oligoceno Inferior é incerta. Indicações de depósitos desta natureza foram observados apenas no poço 5, interestratificados com depósitos de plataforma interna (microbiofácies 5.5). Caracterizam-se pela presença de fragmentos pequenos de coralináceas crustosas e articuladas, pequenos rotalídeos e milioníneos, e moluscos.

A exemplo dos depósitos de canais do Eoceno Superior, a microbiofácies 8.2 deposita-se no Oligoceno Inferior em fases de ingressão marinha, sobrepondo depósitos representativos de fases regressivas (microbiofácies 5.5) (poço 3). Algumas semelhanças foram constatadas entre os depósitos de canais do Eoceno e do Oligoceno, entre elas, a grande quantidade de grãos siliciclásticos, que chegam a constituir níveis de arenito muito fino carbonático e glauconítico, que se intercalam nos carbonatos. Esses canais diferenciam-se pelo seu conteúdo em bioclastos, constituindo-se no Oligoceno Inferior, de material retrabalhado dos depósitos de plataforma interna (microbiofácies 5.5), ou seja, testas de *Lepidocyclina undosa* e fragmentos de briozoários ERro.

O final do Oligoceno Inferior na Bacia da Foz do Amazonas é marcado pela ocorrência de depósitos de preenchimento de vales entalhados (testemunho #4 do poço 2) e canais (testemunho #2 do poço 3) na porção centro-sul da plataforma. Tais depósitos formaram-se, provavelmente, em fase regressiva do mar, que teria propiciado a formação de canais e vales, preenchidos, posteriormente, em fase transgressiva, por material retrabalhado de depósitos do Eoceno Superior (poço 2) ou mesmo de depósitos do Oligoceno Inferior (poço 3).

Os depósitos de preenchimento de vales, denominados aqui de depósitos de calha (microbiofácies 8.1), caracterizam-se por grãos biogênicos indicativos, tanto de ambientes rasos, como relativamente profundos. Observam-se, nestes depósitos formas do Eoceno Superior (*L. pustulosa*) e Oligoceno (*L. undosa* e *L. yurnagunensis*), fragmentos de crostas ramificadas de *Mesohyllum* com aspecto foliado, testas de *Amphistegina* com razão E/D=0,2, briozoários do tipo ERro e Ef, foraminíferos planctônicos e fragmentos de corais. O aparecimento de corais nesses depósitos deve estar relacionado a descida do nível do mar na época, que teria propiciado meios deposicionais mais rasos e, conseqüentemente, mais favoráveis à proliferação de celenterados.

O processo diagenético de dolomitização constatado nos carbonatos da microbiofácies 8.1 poderia ser explicado pelo modelo de mistura água doce-água salgada (modelo Dorag de dolomitização), na fase de regressão marinha.

Os depósitos de canais do final do Oligoceno Inferior, distinguem-se por apresentar glauconita como grãos dispersos na matriz ou preenchendo bioclastos (pequenos foraminíferos bentônicos) (poço 3). Não obstante a deposição nos canais ter ocorrido em fases de ingressão marinha, pressupõe-se, para a glauconita, origem tanto alóctone como autóctone. A ocorrência de grãos oxidados na matriz, bem como a predominância de coralináceas articuladas, indicativas de ambientes rasos, seriam reflexos de condições oxidantes no meio deposicional, não propícias à glauconitização. Os grãos de glauconita dispersos na matriz devem ter sido, portanto, transportados dos depósitos

à retaguarda de bancos (microbiofácies 5.5). Apesar, da aparente predominância das condições oxidantes, as testas de foraminíferos constituiriam microhabitats ideais à formação de glauconita, devendo prevalecer nestas testas condições comparativamente mais redutoras.

Na parte inferior do Oligoceno Superior, persistem os depósitos de calha, que passam a ocorrer nos poços 2 e 3. Tais depósitos têm sua gênese provavelmente relacionada a descida expressiva do nível do mar ocorrida nesta época (aproximadamente 150 m abaixo do nível do mar atual, segundo Haq *et al.*, 1987), a qual teria acarretado a exposição subaérea da plataforma, com a subsequente formação de vales entalhados. Os depósitos de calha desta época destacam-se pelo aparente predomínio de foraminíferos planos, tais como, *Amphistegina* com razão E/D=0,2 (Fig.86), o que nos leva a pressupor meios deposicionais pelo menos mais profundos que os ambientes observados para os depósitos de calha do Oligoceno Inferior (Fig.84).

A exceção da formação de bancos de *Heterostegina antillea* (microbiofácies 3.7), de bancos de coralináceas, *Amphistegina* e *Miogypsina* (microbiofácies 3.8), e do estabelecimento de depósitos lagunares nas regiões proximais, a plataforma carbonática Amapá permaneceu no Oligoceno Superior sem grandes modificações (Fig. 85).

A biocenose da plataforma externa do Oligoceno Inferior persiste no Oligoceno Superior (Fig.86). Apenas, algumas diferenças se fazem notar como, por exemplo, a presença, nos depósitos de talude da porção sul da plataforma, de espécimes de numulitídeos e de *Lepidocyclina undosa*, e de cristais de glauconita associados a grãos terrígenos. Trata-se, aparentemente, de material alóctone, transportado de áreas mais proximais, através das calhas ou canais estabelecidos no Oligoceno.

Os bancos de *Eulepidina* (microbiofácies 3.5) permanecem no Oligoceno Superior, ocupando, provavelmente, o mesmo nicho ecológico do início do Oligoceno (Fig.86). Observados em praticamente todos os poços da região noroeste e centro-sul da

plataforma, esses bancos constituem-se de espécimens de *Lepidocyclina undosa* e *Operculinoides* com razão espessura/diâmetro de 0,1 e 0,3, respectivamente, o que evidenciaria deposição em águas profundas em plataforma externa (Figs.23,33). A ocorrência de rodolitos ramificados abertos compostos de *Lithothamnion* e *Lithoporella* não contraria o modelo adotado, ou seja, de ambientes profundos e calmos. Por sua vez, o predomínio de fragmentos de briozoários ERro nos bancos de *Eulepidina* (Fig.23) seria um importante indicador, segundo Brett & Baird (1986), de ambiente com baixa taxa de sedimentação e retrabalhamento.

Os bancos de *Heterostegina*, reconhecidos nas regiões centro-sul e noroeste da plataforma carbonática, ocorrem no Oligoceno Superior associados a rodolitos extremamente desgastados e bioerodidos (testemunho #2, poço 4) (Fig.19). Buxton & Pedley (1989), em seu modelo para o mar de Thetys, consideram o gênero *Heterostegina* como forma típica de regiões externas de plataforma. Todavia, para Chaproniere (1975), as formas fósseis desse gênero estariam adaptadas às mesmas condições que o gênero *Amphistegina*, ou seja, profundidades entre 5 e 20 m.

A distribuição de foraminíferos segundo diagrama triangular revelou para a microbiofácies 3.7 deposição em ambiente de plataforma interna (Fig.86). Entretanto, a presença nesta biofácies de testas de *Heterostegina* com tamanhos variáveis entre 1 mm e 4 mm poderia indicar transporte e redeposição de material. Tal hipótese é corroborada pela curva de sobrevivência (Petri, 1975) que, apesar de ter sido confeccionada com dimensões de apenas 20 espécimens, apresenta uma tendência à forma leptocúrtica. Assim sendo, nos parece temerário qualquer interpretação paleoambiental da microbiofácies 3.7 a partir de dados de macroforaminíferos.

Por outro lado, os gêneros de coralináceas constituintes dos rodolitos, *Mesophyllum*, *Lithothamnion*, *Sporolithon* e *Spongites*, seriam indicativos, de acordo com Bosence (1991), de deposição em profundidades mínimas de 40 m.

Com base nessas considerações, supõe-se que os depósitos de *Heterostegina* do Oligoceno Superior tenham se formado na margem da plataforma interna, todavia, em águas relativamente mais rasas que os depósitos de *Eulepidina*.

Além dos bancos de *Eulepidina* e *Heterostegina*, foram definidos, no Oligoceno Superior, depósitos de banco constituídos pela microfácies 3.8 (Fig.85). Reconhecidos nas porções sul e oeste da plataforma Amapá, esta microfácies constitui-se essencialmente de coralináceas crustosas. Face a sua ocorrência limitada a amostras de calha, a interpretação paleoambiental da biofácies restringiu-se a comparações com formas atuais pelo princípio do atualismo e modelos antigos faciológicos.

Nesses bancos, os macroforaminíferos passam a ocorrer como elementos acessórios. Os lepidocyclínídeos praticamente desaparecem, sendo substituídos por *Amphistegina* e *Miogypsina*.

Segundo Haak (1955, *apud* Wiedicke, 1987), o gênero *Miogypsina* é indicativo de profundidades de 35 m. Em seu modelo de distribuição de macroforaminíferos em carbonatos miocênicos, Carozzi *et al.* (1976, *apud* Wiedicke, 1987) relacionam este gênero à formação de bancos nas proximidades de zonas de praia ou à retaguarda de recifes. Por outro lado, Buxton & Pedley (1989) e Epting (1980, *apud*, Wiedicke, 1987) posicionam *Miogypsina* em zona interna da plataforma externa, ou em zona anterior ao recife (anterecife), juntamente com *Lepidocyclina*, *Amphistegina*, e *Heterostegina*.

As formas atuais de *Amphistegina* estão, segundo Chaproniere (1975), adaptadas a meios de alta energia e salinidades oceânicas, podendo ser encontradas em fundos arenosos, em áreas de gramíneas ou de coralináceas, e em áreas recifais a profundidades de 35 m. Para Murray (1973), todavia, este gênero ocorreria, atualmente, entre 5 e 20 m de profundidade. Quanto às formas fósseis, Chaproniere (1975) salienta que, apesar de sua ocorrência associada a formas tipicamente oceânicas, tais como, globigerinídeos, o gênero *Amphistegina* sempre permaneceu, durante sua existência, em águas

relativamente rasas. De acordo com Buxton & Pedley (1989), este macroforaminífero teria se depositado principalmente em zona interna da plataforma externa.

A associação de *Amphistegina* e *Miogypsina* a coralináceas crustosas, que devem, provavelmente, constituir até mesmo rodolitos, é fator indicativo da formação de bancos pela microbiofácies 3.8 na Formação Amapá. Com base nos modelos de Epting (1980, *apud* Wiedick, 1987) e Buxton & Pedley (1989), acredita-se que tais depósitos tenham se formado em condições semelhantes aos bancos de *Heterostegina*, ou seja, na transição plataforma interna e externa, e com prováveis influências de mar aberto.

Associadas aos biótopos de banco, 3.5, 3.7, 3.8, ocorrem, no Oligoceno Superior, depósitos de plataforma interna, constituídos pelas microbiofácies 5.5, 5.6 e 5.7 (Figs.85,86). Descrita no Oligoceno Inferior, a microbiofácies 5.5 está relacionada ao banco 3.5, devendo ocupar, no Oligoceno Superior, o mesmo nicho ecológico do início do Oligoceno (Figs.84,86). A predominância na biofácies 5.5 de rodolitos esféricos e de crostas concêntricas, e de briozoários incrustantes unilaminares e multilaminares, tidos por Nelson *et al*, (1988) e Studencki (1988), como elementos comuns em ambientes de alta energia, é coerente com a idéia de deposição desta biofácies em áreas relativamente rasas da plataforma interna.

Os rodolitos circulares e laminados da microbiofácies estão associados a nódulos, provavelmente transportados da microbiofácies 3.5, visto que seus núcleos são constituídos de fragmentos de *L. undosa*, exibem *Lithothamnion* como alga componente, e apresentam-se extremamente bioerodidos, com macro e microperfurações, feições essas típicas de ambientes com profundidades superiores a 50m (Pisera & Studencki, 1989; Focke & Gebelein, 1978).

A microbiofácies 5.6, definida nas porções centro-sul e oeste da plataforma Amapá, tem, como área-fonte, o banco de *Heterostegina*. Tal interpretação deve-se à composição da biofácies, que se constitui, principalmente, de bioclastos, que

exibem claras evidências de transporte, como por exemplo, fragmentos desgastados de coralináceas e de numulitídeos (*Heterostegina antillea* e *Operculinoides floridensis*), testas de *Amphistegina* com razões E/D variáveis entre 0,4 (poço 3) e 0,6 (no poço 4). Tal fato demonstraria transporte de material ou variações nas condições hidrodinâmicas à época de sedimentação da microbiofácies 5.6.

O mesmo processo inferido ao depósito da microbiofácies 5.6 é aplicado à formação da biofácies 5.7, que teria, como área-fonte, os bancos a coralináceas, *Miogypsina* e/ou *Amphistegina*.

No Oligoceno Superior, estabelece-se definitivamente o sistema lagunar (microbiofácies 7.5) (Figs.85). A presença conspicua de rotalíneos e *Archaias* indica para a microbiofácies 7.5, segundo distribuição de foraminíferos em diagrama triangular, região de plataforma restrita (Fig.86).

Os depósitos lagunares depósitos parecem ocorrer interestratificados aos depósitos pós-bancos, sendo muitas vezes difícil sua diferenciação. As intercalações de níveis, ora constituídos de coralináceas crustosas e macroforaminíferos (rotalíneos e soritídeos), e ora formados de miliolíneos e algas verdes ou *Peneroplis*, evidenciam condições ambientais mais ou menos restritas neste sistema deposicional. Esta variação nas condições ambientais é também refletida nos valores de diversidade fóssil petrográfica, que variam de 9 até 3.

No Oligoceno Superior, os corais (*Porites* sp. e *Phyllangia* sp.) passam a ser freqüentes, chegando mesmo a constituir manchas recifais, representadas pela microbiofácies 3.6, no ambiente lagunar (Fig.85).

Os depósitos de canal (microbiofácies 8.2) determinados no início do Oligoceno permanecem no Oligoceno Superior. Observados apenas na porção noroeste da plataforma (testemunho #3 do poço 5), estes depósitos apresentam, praticamente, as mesmas características exibidas no Oligoceno Inferior, como por exemplo, retrabalhamento de bioclastos constituintes das

microbiofácies 3.5 e/ou 5.5, e preenchimento de bioclastos por glauconita, por vezes, oxidada. Entretanto, observa-se na microbiofácies 8.2 do Oligoceno Superior, um aumento expressivo na quantidade de coralináceas articuladas em comparação com a biofácies do Oligoceno Inferior, o que poderia revelar canais mais rasos, e formados talvez em áreas mais proximais. Esta hipótese encontra apoio na distribuição de foraminíferos da microbiofácies 8.2 em diagrama triangular (Fig.86).

V.3.5 Mioceno

No início do Neógeno, a plataforma carbonática Amapá se estabiliza, persistindo, nesta época, quase todos os depósitos definidos para o Oligoceno Superior. Como salientado por Wolff & Carozzi (1984), o nicho ecológico no Mioceno passa a ser amplamente dominado por coralináceas, sendo subordinada a ocorrência de macroforaminíferos (Fig.87).

O comportamento das microbiofácies do Mioceno, de acordo com a distribuição de foraminíferos em diagrama triangular, pode ser observada na Figura 88.

Nos depósitos de plataforma externa e talude, é interessante observar a presença rara, mas constante, de testas de *Amphistegina*, *Lepidocyclina*, *Heterostegina* e *Miogypsina*, provavelmente transportadas de bancos ou de áreas mais proximais.

A semelhança dos depósitos de talude do Eoceno, a microbiofácies 1.1 do Mioceno, registrada na porção noroeste da plataforma, exibe testas de miliolíneos com cores avermelhadas ou ocre. Como já mencionado anteriormente, estas cores teriam se originado a partir da oxidação de sulfeto de ferro por retrabalhamento ou por ação de organismos bioturbadores (Leão & Machado, 1989).

Nos depósitos formados pelas microbiofácies 2.1 e 2.2, situados em zonas mais internas da plataforma externa (Fig. 88), é expressiva, por vezes, a ocorrência de coralináceas crustosas sob a forma de fragmentos desgastados, aparentemente transportados de áreas mais proximais.

A quantidade expressiva de rodolitos nas microbiofácies 3.8 e 3.9 levou-nos a considerar estas biofácies como depósitos de banco (Fig.87). Os depósitos formados pela biofácies 3.8 ocorrem desde noroeste até a porção centro-sul da plataforma Amapá. Não obstante a distribuição de foraminíferos em diagrama triangular revelar para a microbiofácies 3.8 deposição em zona de plataforma interna, supõe-se que os depósitos a rodolitos, *Amphistegina* e *Miogypsina*, do Mioceno, tenham permanecido no mesmo nicho ecológico ocupado no final do Paleógeno, isto é, transição entre plataforma interna e externa.

Isto deve-se a composição dos rodolitos por *Mesophyllum*, *Lithoporella* e *Lithothamnion* que revela, para estes depósitos, profundidades superiores a 40 m, de acordo com a distribuição batimétrica apresentada por Adey (1979) para as coralináceas do Mar do Caribe. A presença de espécimens de *Miogypsina* com razão E/D média=0,3 é coerente com esta hipótese.

A presença de rodolitos formados de crostas ramificadas abertas e crostas concêntricas, cujos arcabouços gradam de delicado para robusto, revela águas calmas intermitentemente agitadas. A agitação das águas é confirmada pela ocorrência de testas de *Amphistegina* com razão E/D média=0,5.

A deposição da microbiofácies 3.9, por sua vez, deu-se, em regiões mais internas do que a microbiofácies 3.8. Tal afirmação prende-se, fundamentalmente, à presença conspícua de rodolitos de crostas concêntricas, briozoários Enul, e testas de *Amphistegina* com razão espessura/diâmetro superior a 0,4.

Se, por um lado, há evidências diretas, que levam a crer em deposição da microbiofácies 3.9 em plataforma interna, como por exemplo, presença de *Acervulina*, *Amphistegina*, *Planorbulina*, e *Peneroplis*, torna-se mais difícil a definição da paleobatimetria do meio deposicional através das associações bióticas dos rodolitos.

As associações de gêneros de coralináceas exibem, algumas vezes, como no poço 2, na região centro-sul da plataforma, nódulos com formas de águas profundas, ou seja, *Lithothamnion* e

Mesophyllum, compatíveis com profundidades de 40 a 60 m. Estes nódulos encontram-se associados a testas de *Peneroplis*, indicativas atualmente de profundidades não superiores a 8 m (Chaproniere, 1975). Esta associação poderia ser indicativa de transporte de rodolitos dos depósitos da microbiofácies 3.8 para os bancos de *Amphistegina*.

A oeste da plataforma (poço 6), a situação é mais coerente, pois os rodolitos constituem-se do gênero *Lithophyllum*, característico de profundidades menores que 20 m, e estão associados a fragmentos de *Amphiroa*, alga coralinácea geralmente encontrada em águas muito rasas.

Aparentemente, as condições de águas rasas permanecem rumo a noroeste (poço 10). Os rodolitos apresentam, como núcleos, fragmentos de *Porites*, e têm, em seu envelope externo, foraminíferos incrustantes (acervulinídeos). Modelo análogo a este foi descrito para formação pleistocênica do Mar do Caribe (Jones & Hunter, 1991). No caso da Formação Amapá, supõe-se que os corais tenham sido transportados de lagunas rasas (microbiofácies 7.5), onde constituiriam pequenas manchas recifais (microbiofácies 3.6). A redeposição dos fragmentos de corais se deu provavelmente em meios com ação de ondas ou correntes, favoráveis à formação de rodolitos laminados.

Os depósitos a rodolitos (microbiofácies 3.8 e 3.9) ocorrem intercalados à microbiofácies 5.7, formada, aparentemente, pela redeposição dos bioclastos constituintes dos depósitos de banco. Esta redeposição deve ter ocorrido tanto em águas rasas como em águas mais profundas.

A sedimentação em meios mais rasos é evidenciada, por vezes, pela ocorrência de coralináceas articuladas (*Amphiroa*), algas verdes, testas de *Amphistegina* com razão $E/D=0,6$, soritídeos (*Archaias*), miliolíneos, e briozoários Enul. A presença expressiva de briozoários e a ocorrência de briozoários ERde, em depósitos localizados na porção oeste da plataforma (poço 5), sugerem para a microbiofácies 5.7, deposição em ambientes relativamente mais profundos.

No Neógeno, o ambiente lagunar apresenta, aparentemente, condições ambientais mais restritas do que aquelas observadas no Oligoceno, dada a associação de soritídeos (*Archaias* e *Peneroplis*) e miliolíneos. Os macroforaminíferos rotalíneos praticamente não ocorrem, observando-se apenas raras ocorrências de testas de *Miogypsina* e *Amphistegina* com razão E/D=0,5 e 0,6, provavelmente transportadas de depósitos à retaguarda dos bancos (microbiofácies 5.7).

A presença de rodolitos constituídos de *Mesophyllum* com aspecto foliado, no depósito lagunar do poço 2, poderia indicar condições de energia baixa, pelo menos na porção sul da plataforma.

No Mioceno, os depósitos de calha são ainda comuns, diferindo, todavia, dos depósitos oligocênicos, pela ocorrência expressiva de vários tipos de briozoários (Enmul, Ef, ERfo, ERro). A proliferação de briozoários poderia estar relacionada à pequena ocorrência de coralináceas e corais, que restringem, normalmente, os briozoários a um segundo plano (Duncan, 1957).

Segundo Nelson et al. (1988), a abundância de briozoários seria a feição distintiva dos carbonatos não tropicais. Contudo, à época do Mioceno, na margem continental brasileira, não há registro de queda de temperatura, devendo ter permanecido as condições de clima tropical (Savin et al., 1975). Assim sendo, na tentativa de se explicar a alta freqüência de briozoários nos carbonatos Amapá, infere-se, aos depósitos de calha do Mioceno, deposição em ambientes mais profundos, devendo ter ocorrido, a partir do Oligoceno, um aprofundamento dessas reentrâncias na plataforma.

V.3.6. Discussão dos Resultados

A identificação de depósitos lagunares, complexo de bancos ou baixios oolíticos, depósitos de lama carbonática com biota de ambiente marinho aberto e lamas carbonáticas de talude leva-nos a enquadrar a plataforma Amapá no modelo de rampa homoclinal de Read (1985) ou na classe de plataforma regional/rampa de Sarg (1988). Esta idéia é favorecida pelos padrões faciográficos

observados e pelo freqüente transporte de material biogênico entre os diferentes depósitos, que seria facilitado nessas rampas, tendo em vista suas declividades muito suaves.

Ao longo do Terciário, na Bacia da Foz do Amazonas, os nichos ecológicos foram ocupados sucessivamente por diferentes elementos biogênicos. A adaptação dos organismos colonizadores às variações ambientais na plataforma está refletida na morfologia dos rodólitos, constituídos ora de crostas concêntricas e ora de crostas ramificadas abertas, e nos diferentes morfogrupos de macroforaminíferos, que se apresentam ora grandes e planos e ora pequenos e esféricos.

Deve-se também considerar, na variabilidade da biocenose, o oportunismo de certos organismos. Neste caso, cita-se, por exemplo, o aparecimento de corais no final do Paleógeno e a proliferação de briozoários no Neógeno. A inexistência de corais no Eoceno pode ser atribuída às profundidades relativamente altas do meios deposicionais nesta época, favoráveis, por exemplo, à proliferação de algas coralináceas. Outra hipótese que não deve ser descartada neste caso, é a possibilidade da existência de ambientes não muito oligotróficos, cuja presença de nutrientes poderia ter contribuído, de acordo com Hallock & Schlager (1986) ao desenvolvimento de organismos competidores e bioerosivos, que destruiriam a estrutura recifal.

Quanto aos briozoários, sua proliferação no Neógeno parece estar relacionada à formação de calhas profundas, formadas pelo rio Amazonas, que em razão do levantamento orogenético andino passa a correr sobre a plataforma carbonática. Nestas calhas, face a uma grande profundidade do meio, as algas coralináceas não se proliferam, cedendo lugar assim aos briozoários.

No que tange aos macroforaminíferos, é nítida a substituição de gêneros e subgêneros na plataforma Amapá, ao longo do Terciário. No Paleoceno Superior e Eoceno Inferior, os grandes foraminíferos são representados pelo gênero *Ranikothalia*. Já no Eoceno Médio e Superior, proliferam nesta plataforma, o subgênero *Neolepidina*, e os gêneros *Asterocyclina*,

Operculinoides, *Helicolepidina* e *Helicostegina*, que constituiriam, a exemplo do Eoceno do Caribe descrito por Frost (1977), bancos ou bioacumulações na borda da plataforma, em substituição aos recifes de corais.

A substituição no Oligoceno Inferior, dos bancos de *Neolepidina* por bancos de *Eulepidina* revela a ocupação pela fauna de nichos progressivamente mais profundos na plataforma Amapá. Nas porções proximais da plataforma se instalam nesta época ambientes lagunares onde passam a proliferar os macroforaminíferos da Família Soritidae. Esta evolução apresentada pelos grandes foraminíferos da Formação Amapá é coerente com o modelo tetiano de rampas carbonáticas do Terciário, idealizado por Buxton & Pedley (1989), a partir de dados de seqüências carbonáticas em Malta, Sicília e Antigua.

No Mioceno, há na Bacia da Foz do Amazonas um predomínio de ambientes rasos, calmos a intermitentemente agitados. Nesta época, há o aparecimento do gênero *Miogypsina* e a proliferação do gênero *Amphistegina*, que passam a constituir bancos tanto na borda da plataforma interna como em áreas mais restritas. Condições ambientais semelhantes, ou seja, mares rasos, foram identificados por Urdininea (1977), no Mioceno Médio da plataforma Bragantina, situada a leste da plataforma Amapá, a partir de estudos mineralógicos e análises de argilo-minerais realizados nos calcários Pirabas.

CAPÍTULO VI

ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA

VI.1. Introdução

Na análise estratigráfica realizada, procurou-se verificar até que ponto os dados microbiofaciológicos obtidos poderiam auxiliar na identificação de ciclos deposicionais. Face a impossibilidade da realização de um estudo de seções sísmicas, buscou-se a partir do entendimento dos processos deposicionais das microbiofácies, e de sua distribuição vertical e lateral, identificar as seqüências deposicionais, e definir o comportamento da sedimentação cíclica dos carbonatos na plataforma carbonática da margem equatorial brasileira ao longo do Terciário. Compreende-se por seqüência deposicional a sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados, limitados por discordâncias e suas concordâncias relativas (Della Fávera, 1991).

Na análise estratigráfica realizada foram utilizadas duas ferramentas básicas, a correlação biofaciológica entre os poços situados nos transectos I e II, e a análise de perfis raios-gama. Não se efetuou a correlação entre os poços localizados no transecto III, pois nestes poços a seção da Formação Amapá é pouco espessa e restrita quase que exclusivamente ao Mioceno. O nítido espessamento das seções do Paleógeno, do extremo noroeste rumo à porção central da plataforma poderia revelar que a deposição da formação, ocorrida em fase de calma tectônica (Browner & Schwander, 1988), foi controlada pelo sistema de rifteamento do embasamento.

Os perfis raios-gama medem a radiação gama natural emitida por elementos radioativos nos minerais constituintes das rochas. Tendo em vista que os principais elementos radioativos (potássio, urânio e tório) estão concentrados em compostos orgânicos e em determinados minerais, como por exemplo, os argilo-minerais e feldspatos potássicos, os valores de radioatividade são maiores nos folhelhos, arenitos argilosos e

arenitos com alto teor de feldspato potássico (Schlumberger, 1972). No caso dos carbonatos, os valores mais altos de radioatividade são encontrados nas rochas granulometricamente mais finas (calciassiltitos e calcilutitos), onde a micrita está normalmente associada a minerais com elementos radioativos.

Assim sendo, a forma dos perfis raios-gama auxiliou na caracterização do tipo textural dos carbonatos, e por conseguinte, na identificação dos ambientes carbonáticos. Valores elevados de radioatividade (picos nos perfis) permitiram também inferir, na correlação faciológica, níveis de folhelho ou de calcários finos (*wackestones* e *mudstones*) (Figs.89,90, em anexo).

Como datum na correlação faciológica, utilizou-se o topo do Oligoceno Inferior, visto que esta superfície cronoestratigráfica tem seu registro na maioria dos poços analisados, podendo ser identificada tanto bioestratigráfica (biozona T7) como faciológicamente (microbiofácies 8.1).

VI. 2. Comportamento da Sedimentação Cíclica

Não há dúvidas sobre o padrão de sedimentação cíclica da Formação Amapá, já aventado, anteriormente, por outros autores (Schaller *et al.*, 1971; Carozzi *et al.*, 1978; Wolff & Carozzi, 1984). No presente trabalho, acrescentou-se mais um ciclo à subdivisão estabelecida por Wolff & Carozzi (*op. cit.*), ao se identificar cinco grandes ciclos. São eles: ciclo I (Paleoceno Superior-Eoceno Inferior), ciclo II (Eoceno Médio), ciclo III (Eoceno Superior/Oligoceno Inferior), ciclo IV (Oligoceno Superior) e ciclo V (Mioceno) (Tabela 15).

VI.2.1. Limites dos Ciclos Depositionais

Segundo os conceitos atuais, os limites de seqüências deposicionais seriam marcados por descontinuidades ou superfícies angulares, formadas em fases de descida do nível do mar, e evidenciadas sismicamente por mudanças no padrão *onlap* costeiro (Baum & Vail, 1988; Haq *et al.*, 1987). Todavia, optou-se neste trabalho, face a não utilização de perfis sísmicos, por coincidir os limites dos ciclos, com os limites das unidades

bioestratigráficas, a exemplo, do que fizeram Carozzi *et al.* (1977) e Wolff & Carozzi (1984).

Entretanto, a constatação através do estudo faciológico de alguns tipos de depósitos (vales entalhados), bem como as características sedimentológicas apresentadas por algumas das fácies (microbiofácies 8.2), tais como, a alta porcentagem de grãos terrígenos e glauconita, e a dissolução de carapaças de moluscos, seriam indícios, segundo os critérios apresentados por Baum & Vail (1988), da ocorrência de descontinuidades, que poderiam marcar os limites dos ciclos na Formação Amapá. Estas evidências de descontinuidades foram constatadas em níveis poucos metros abaixo do limite bioestratigráfico entre o Eoceno Médio e Superior (poço 1), nas passagens entre o Eoceno Superior e Oligoceno Inferior, e o Oligoceno Inferior e Superior (poços 2,3), e próximo ao limite entre o Oligoceno Superior e Mioceno Inferior (poço 1) (Fig.89).

No topo do Eoceno Médio (biozona T4), as evidências são dadas pela ocorrência da associação de grãos siliciclásticos e de glauconita em carbonatos da plataforma interna (microbiofácies 5.3). Por sua vez, no final do Eoceno Superior (biozona T5) e Oligoceno Inferior (biozona T7), as discordâncias (provavelmente do tipo 1, segundo Baum & Vail, 1988), seriam evidenciadas pela presença de canais, preenchidos por carbonatos arenosos, com glauconita em grãos e preenchendo bioclastos (microbiofácies 8.2), e por depósitos de calha ou de preenchimento de vales entalhados (microbiofácies 8.1), representados por carbonatos com bioclastos retrabalhados, arenosos e glauconíticos. A última evidência de discordância, observada a poucas dezenas de metros do limite inferior do Mioceno Inferior (biozona T8), é dada pela presença de grãos de glauconita associados a siliciclásticos em depósitos de plataforma interna (microbiofácies 5.7) (Fig.89).

Apesar das biofácies não definir no tempo os limites das seqüências carbonáticas, o estudo microbiofáciológico da Formação Amapá possibilitou identificar aproximadamente as posições das discordâncias deposicionais. Há, aparentemente, boa correspondência entre estas posições de discordâncias

observadas na Formação Amapá através do estudo biofaciológico, e as principais quebras nos padrões sismoestratigráficos apresentados por Braga *et al.* (1979), que, por sua vez, parecem corresponder a fases de regressão marinha, segundo a curva eustática de variação do nível do mar, postulada por Haq *et al.* (1987) e Baum & Vail (1988). Estas fases regressivas são sucedidas por fases de ingressão marinha, que separariam os limites bioestratigráficos (Tabela 15).

A essas discordâncias parecem também se correlacionar, eventos de extinção de macroforaminíferos. Cita-se neste caso, por exemplo, o desaparecimento dos gêneros *Asterocyclina* e *Pseudophragmina* no limite Eoceno Superior e Oligoceno Inferior. Embora a existência de discordância deposicional possa dar uma idéia errônea sobre o desaparecimento destes gêneros, não se pode esquecer, que a descida do nível do mar, identificada na bacia no limite Eoceno/Oligoceno (presença de depósitos de canais e de calha), poderia ter propiciado o desaparecimento de espécies. Cita-se de maneira análoga, o desaparecimento do gênero *Ranikothalia* no final do Eoceno Inferior. Todavia, para a compreensão do comportamento desses eventos de extinção, faz-se necessário estudos paleontológicos mais detalhados.

VI.2.2. Ciclos Depositionais

De maneira geral, os ciclos ou as seqüências deposicionais identificados na Formação Amapá são progradaçãoais, com os ambientes se tornando progressivamente mais rasos rumo ao topo de cada ciclo. Os ciclos estão limitados por superfícies transgressivas, e seguem o modelo de seqüências estratigráficas estabelecido por Galloway (1989, *apud* Della Fávera, 1991), segundo o qual, "as margens das bacias seriam caracterizadas por episódios repetitivos de progradação pontuados por períodos de transgressão e inundação da plataforma deposicional".

Cada um dos cinco ciclos na Formação Amapá compreende ciclos menores arranjados agradacional e progradaçãoalmente.

O ciclo I está englobado aproximadamente no Paleoceno Superior e Eoceno Inferior. Na parte basal, o ciclo

caracteriza-se por ciclos agradacionais menores, constituído por parassequências (sucessão relativamente concordante de camadas, ou conjunto de camadas, geneticamente relacionadas, limitada por superfície de inundação marinha e sua concordância correlativa), onde se observam sucessões de depósitos de banco de plataforma externa (microbiofácies 2.4) e níveis inferidos de siliciclásticos finos e glauconíticos. A este conjunto sobrepõem--se parassequências caracterizadas pela progradação de fácies de plataforma rasa ou interna (microbiofácies 5.1 e 6.1) e até mesmo lagunar (microbiofácies 7.3) sobre depósitos mais distais, representados por bancos de *Ranikothalia* (microbiofácies 2.4). Este conjunto de parassequências é limitado por espesso pacote de arenito fino, glauconítico, depositado em fase de transgressão, e que marcaria o final do Paleoceno Superior (Fig.89, poço 1).

A constatação do registro dos primeiros depósitos carbonáticos da Formação Amapá em locais muito próximos ao continente, desde o extremo noroeste até a porção sul da área, permite inferir um traçado de borda de plataforma diferente daquele estabelecido por Carozzi *et al.* (1978), com base em dados sísmicos, para o Paleoceno Superior. Nesta época a plataforma seria pouco desenvolvida, estando sua borda muito próxima ao continente.

O ciclo I continua no Eoceno Inferior com ciclos menores agradacionais, representados por depósitos de plataforma interna (microbiofácies 5.1 e 5.2), intercalados por níveis inferidos de *mudstones*. Rumo ao topo do ciclo, progradam sobre este conjunto de parassequências depósitos lagunares (microbiofácies 7.2 e 7.3). O topo do ciclo I é limitado aparentemente por *wackestones*, sedimentados em fase de ingressão marinha (Fig.89, poço 1; Fig.90, poço 5).

O ciclo II está compreendido aproximadamente no Eoceno Médio. Apresenta um conjunto de parassequências, de maneira geral, progradante rumo ao topo. Todavia, em áreas proximais (poço 1), as parassequências parecem estar distribuídas agradacionalmente, estando as sucessões de bancos de *Operculinoides* (microbiofácies 3.1) e os depósitos de plataforma

interna (microbiofácies 5.3) separadas por níveis de siliciclásticos finos, glauconíticos, depositados durante as épocas de transgressão marinha.

Em áreas distais (poços 3, 4 e 6), os depósitos de banco e de plataforma interna são nitidamente mais espessos. Nestas áreas, os depósitos formados por fragmentos de lepidocicliníneos e coralináceas (microbiofácies 5.4) progradam sobre bancos de rodolitos laminados (microbiofácies 3.2) ou bancos de rodolitos laminados e lepidocicliníneos (microbiofácies 3.4), e depósitos de plataforma externa (microbiofácies 2.1).

A presença de rodolitos ramificados abertos em depósitos de bancos na região noroeste (poço 6), que progradam sobre depósitos distais de talude, certifica para este local uma sedimentação em ambientes mais profundos e calmos. Por outro lado, na porção central da plataforma (poços 3 e 4), a agitação do meio deve ter sido mais elevada, tendo em vista a ocorrência de bancos a rodolitos laminados.

Diferentemente das áreas proximais, os foraminíferos planctônicos ocorrem nos depósitos transgressivos nas regiões distais (microbiofácies 1.1, 2.1, 2.2). Sua presença deve-se, provavelmente, a maior espessura da lâmina d'água nestas regiões. Os depósitos proximais e distais do ciclo II diferem também na espessura das parasseqüências. Nos primeiros, observados no poço 1, o ciclo II exhibe aproximadamente 250 m de espessura, e as parasseqüências têm em média algumas dezenas de metros. Por sua vez, nas regiões distais (poço 6), o ciclo II chega a atingir 600 m de espessura.

O ciclo III está englobado aproximadamente no Eoceno Superior e Oligoceno Inferior. No Eoceno Superior, em regiões proximais (poço 1), os depósitos de bancos de rodolitos concêntricos e *Lepidocyclina pustulosa* (microbiofácies 3.4) gradam lateralmente a depósitos de plataforma interna, formados de fragmentos de coralináceas e lepidocicliníneos (microbiofácies 5.4), e a bancos de *Operculinoides* (microbiofácies 3.1). Intercaladas nestas sucessões ocorrem níveis siliciclásticos pouco espessos, ricos em glauconita. No

Eoceno Superior, o conjunto de parasseqüências, aparentemente agradacional, atinge espessura da ordem de 200 m.

O Eoceno Superior do ciclo III nos poços distais (3, 4, 6 e 8) apresenta um conjunto de parasseqüências muito mais espesso (aproximadamente 500 m). Na região central da plataforma (poços 3 e 4) permanecem as mesmas fácies observadas nas áreas proximais, ou seja, bancos de rodolitos concêntricos e lepidocicliníneos (microbiofácies 3.4), que gradam lateralmente a depósitos de plataforma interna (microbiofácies 3.1 e 5.4). Por outro lado, na porção nordeste da bacia (poços 6 e 8), o conjunto de parasseqüências, aparentemente também agradacional, é representado por depósitos de banco, formados em meios relativamente profundos (microbiofácies 3.10).

Tanto na área central como na porção noroeste da bacia, os depósitos de banco e de plataforma interna são afogados em fases transgressivas por depósitos de plataforma externa e talude, representados por *wackestones*, piritizados e ricos em foraminíferos planctônicos (microbiofácies 1.1, 2.1).

O topo do Eoceno Superior é limitado por um evento transgressivo, que teria propiciado no poço 3 o preenchimento de canais (microbiofácies 8.2), e no poço 4 a deposição de bancos em plataforma externa (microbiofácies 2.3).

Persistem no Oligoceno Inferior conjuntos de parasseqüências agradacionais, representados em áreas proximais (poço 1), por fácies de plataforma, ou seja, bancos de plataforma interna (microbiofácies 3.1) e bancos de *Lepidocyclina undosa* representativos de regiões mais externas da plataforma (microbiofácies 3.5), limitados por delgados níveis de *wackestone* ou *mudstone*. Estas parasseqüências são afogadas por um evento transgressivo, aparentemente de grandes proporções, que teria atingido até mesmo as áreas mais proximais da porção sul da bacia, propiciando a deposição de espesso pacote de folhelhos (da ordem de 50 m) (Fig.89, poço 1).

Nas áreas distais, os bancos de plataforma interna (microbiofácies 3.1) desaparecem, observando-se no poço 3, pelo

menos três ciclos menores agradacionais. Estes ciclos constituem-se na base por depósitos regressivos, representados pela microbiofácies 5.5, e no topo por depósitos formados em fases transgressivas, constituídos ora pela microbiofácies 8.2 e ora pela microbiofácies 2.1 (Fig.89). Nos poços 4, 6 a 8, localizados nas proximidades da borda da plataforma, é possível observar bancos (microbiofácies 3.5) intercalados com os depósitos de plataforma interna (microbiofácies 5.5), sendo estes depósitos recobertos por *wackestones* com foraminíferos planctônicos (microbiofácies 2.1), formados nas fases de afogamento.

A base do ciclo IV, compreendido aproximadamente no Oligoceno Superior, é marcada na área central da bacia (poços 2 e 3), por depósitos de calha (microbiofácies 8.1). Estes depósitos devem ter sido formados durante a acentuada queda do nível do mar, ocorrida no Oligoceno Superior (Baum & Vail, 1988; Haq et al., 1987). A exposição subaérea da plataforma nesta época teria propiciado a formação de vales entalhados na plataforma, que passariam a ser preenchidos na fase de subida do nível do mar, constituindo assim os "lowstand wedge deposits". A progressiva elevação do nível do mar culminaria no recobrimento dos depósitos de calha por depósitos transgressivos (microbiofácies 1.1, 2.1 e 2.2) (Fig.89).

Na região noroeste da plataforma (poço 5), a descida do nível do mar no Oligoceno Superior teria propiciado a formação de canais na plataforma interna, preenchidos em fase transgressiva por carbonatos com grãos siliciclásticos e de glauconita (microbiofácies 8.2). Nestes depósitos, as carapaças de moluscos encontram-se dissolvidas, devido, provavelmente, à introdução de água doce durante a fase de descida do nível do mar.

Sobrepondo-se aos depósitos transgressivos, que sucedem os "lowstand wedge-deposits", ocorre, de maneira geral, um conjunto de parasequências agradacional, representado por intercalações de bancos de *Heterostegina antillea* e rodólitos laminados (microbiofácies 3.7) e depósitos à retaguarda de bancos (microbiofácies 5.6), limitadas por camadas transgressivas de

wackestone (microbiofácies 2.1). Cada parasseqüência perfaz em média espessuras de 20 m.

Rumo ao topo do ciclo IV, os ciclos tornam-se progradantes, face ao desenvolvimento nesta época de lagunas, que progradam sobre depósitos à retaguarda de bancos (microbiofácies 5.6 e 5.7) e depósitos de banco (microbiofácies 3.7 e 3.8). Tais depósitos são separados dos depósitos subsequentes por camadas finas de *wackestone* (microbiofácies 2.1) (Fig.89, poços 2 a 4).

Finalizando o ciclo IV, e separadas do conjunto subjacente por uma superfície de inundação, ocorrem parasseqüências formadas essencialmente de depósitos de plataforma (microbiofácies 3.8 e 5.7), intercalados por *wackestones* (microbiofácies 2.1), que aparentemente se espessam rumo às áreas proximais.

Nas regiões bem distais da plataforma, como nos poços do extremo leste do transecto II (poços 7 e 8), não se observam os conjuntos de parasseqüências acima descritos. Nesses poços, o ciclo IV encontra-se representado por parasseqüências formadas por bancos de *Lepidocyclina undosa*, intercalados por superfícies transgressivas (microbiofácies 1.1, 2.1 e 2.2). A não ocorrência dos bancos de *Heterostegina antillea* e dos depósitos de *Amphistegina*, *Miogypsina* e rodólitos nessa área da plataforma, deve-se ao fato do ambiente ser muito profundo para o desenvolvimento desses elementos biogênicos. A lâmina d'água mais espessa teria sido favorável apenas à proliferação de macroforaminíferos grandes e planos, como *L. undosa* (Fig.90).

Em direção ao extremo noroeste da área, constata-se uma sensível diminuição de espessura da seqüência deposicional do Oligoceno. Este afinamento da seqüência poderia indicar áreas topograficamente elevadas, erodidas em fases do nível do mar mais baixo. Depósitos de calha na seção oligocênica do poço 11 parecem corroborar esta hipótese.

O ciclo V está compreendido aproximadamente no Mioceno. Nesta época, a plataforma carbonática apresenta gradiente mais

uniforme e depósitos de águas relativamente mais rasas, principalmente, nas áreas proximais da porção central da plataforma, onde é expressiva a ocorrência de fácies lagunares. As ingressões marinhas tornam-se mais freqüentes, sendo grande o número de pequenos ciclos. As parassequências são aparentemente progradacionais, e constituem-se, em geral, da progradação de fácies lagunares ou fácies de plataforma interna sobre depósitos de bancos de *Amphistegina* e *Miogypsina*, ou bancos de *Amphistegina*, e fácies de plataforma externa ou talude (Fig.90, poços 5 e 6).

Em áreas distais não se observam depósitos de plataforma no ciclo V, constatando-se nestas regiões apenas depósitos de talude e de plataforma externa (Fig.90, poços 7 e 8).

O evento transgressivo constatado por Miura *et al.* (1976), na base do Mioceno Médio, é comprovado pelo aumento expressivo de níveis de sedimentos finos (folhelhos e *wackestones*), principalmente nos poços da região noroeste da bacia (Fig. 90, poços 5 e 6). Nesta época, a mudança de drenagem do rio Amazonas, ocasionado pelo levantamento andino, além de ter desencadeado o início do processo de desaparecimento da plataforma Amapá, através do aumento de fluxo de sedimentos terrígenos no meio deposicional (Miura *et al.*, 1976; Carozzi *et al.*, 1978), teria provavelmente propiciado a formação de canais submarinos profundos na plataforma, preenchidos em fase transgressiva por sedimentos carbonáticos arenosos ricos em foraminíferos planctônicos e briozoários (microbiofácies 8.3).

CAPÍTULO VII

CONCLUSÕES

- A Formação Amapá constitui-se de calcários *grainstones* e *packstones* intercalados por calcários *wackestones* e *mudstones* e, subordinadamente, por arenitos finos glauconíticos e folhelhos, em geral, carbonáticos. Estes sedimentos, depositados entre o Paleoceno Superior e o Mioceno Médio, na Bacia da Foz do Amazonas, estão dispostos em ciclos deposicionais progradacionais, limitados por superfícies de transgressão.

- Apesar das limitações impostas nesta análise pela alta porcentagem de material de calha (60%), número relativamente baixo de testemunhos, e intervalos irregulares de amostragem, o estudo microbiofaciológico da Formação Amapá permitiu, pela primeira vez, detalhar e datar as seqüências carbonáticas depositadas na Bacia da Foz do Amazonas ao longo do Terciário.

O estudo paleontológico detalhado dos principais organismos formadores dos carbonatos Amapá não só possibilitou o biozoneamento do Terciário da Bacia da Foz do Amazonas, como também forneceu subsídios à compreensão das condições de deposição dessas rochas carbonáticas. A associação de dados paleontológicos e sedimentológicos (tipos litológicos, estruturas sedimentares) levou a uma melhor compreensão dos processos deposicionais, e ao detalhamento do modelo paleoambiental da formação.

- A deposição da Formação Amapá, ocorrida em calma tectônica, foi claramente controlada pelo sistema de rifteamento do embasamento, tendo em vista o nítido espessamento das seções do Paléogeno, do extremo noroeste rumo a porção central da bacia.

- Os calcários da Formação Amapá são constituídos essencialmente de algas calcárias e macroforaminíferos, o que permite lhes conferir a denominação de "foralgal".

- Com base nos macroforaminíferos, enquadrados na província da América Central, estabeleceu-se pela primeira vez, o biozoneamento do Terciário da Bacia da Foz do Amazonas. Foram identificadas dez zonas informais de intervalo superior, plenamente correlacionáveis às biozonas estabelecidas para a região do Caribe.

As biozonas estão assim distribuídas: T1 (Paleoceno Superior - *Ranikothalia bermudezi*), T2 (Eoceno Inferior - *Helicostegina dimorpha*, *Amphistegina lopeztrigoi*), T3 (Eoceno Médio/Parte Inferior - *Helicolepidina spiralis*), T4 (Eoceno Médio/Parte Superior e Terminal - *L. (Neolepidina) pustulosa*), T5 (Eoceno Superior - *L. (Nephrolepidina) chaperi*, *L. (Neolepidina) macdonaldi*, *Helicostegina polygyralis*, *P. (Pseudophragmina) flintensis*, *Asterocyclina minima*), T6 (Oligoceno Inferior - *L. (Eulepidina) undosa*, *L. (Lepidocyclina) yurnagunensis*), T7 (Oligoceno Médio e Superior - *L. (Lepidocyclina) giraudi*, *L. (Lepidocyclina) canellei*, *L. (Lepidocyclina) waylandvaughani*, *Heterostegina antillea*), T8 (Mioceno Inferior/Parte Inferior - *M. tani*, *Operculinoides dia*, cf. *M. (Heterosteginoides)*), T9 (Mioceno Inferior/Parte Superior - *M. intermedia*, *M. staufferi*, *Operculinoides dia*, soritídeos), e T10 (Mioceno Médio - *Operculinoides cojimarensis*, *Amphistegina* spp.).

- Apesar do Oceano Atlântico já se constituir no Paleoceno Superior na principal barreira à dispersão de organismos, há sem dúvida alguma, fortes evidências de migração de macroforaminíferos, através das correntes superficiais, tanto da América para a região do Tethys (Corrente Equatorial e Corrente do Golfo), como na direção oposta (Correntes Equatoriais Norte e Sul).

A migração via Mar de Tethys, do norte da África para o continente sul-americano, é constatada pela presença, nos estratos do Paleoceno Superior da Bacia da Foz do Amazonas, do gênero *Ranikothalia* (gênero típico da província indo-pacífica). A migração no sentido leste-oeste é também comprovada pela ocorrência de *Nummulites* (gênero típico da fauna tetiana) em camadas do Paleógeno da Formação Amapá.

Apesar do reconhecimento da migração no sentido leste-oeste através do Atlântico, constata-se a crescente desigualdade ao longo do Terciário entre a província americana e as províncias tetiana e indo-pacífica, sugerida pela ausência na Bacia da Foz do Amazonas, dos gêneros *Assilina* e *Cycloclypeus* (típicos da província tetiana), e do gênero *Alveolinella* (típico da fauna indo-pacífica).

A extrema abundância de lepidocicliníneos nos estratos do Paleógeno da Formação Amapá é coerente com a hipótese da origem americana para estes foraminíferos.

Do Eoceno Médio ao Oligoceno, a migração de foraminíferos no sentido oeste-leste deve ter sido bastante eficiente, face a nítida afinidade microfaunística entre as margens africana e sul-americana. Entre as espécies em comum tem-se, *Helicolepidina spiralis*, *Helicolepidina nortoni*, *L. (Lepidocyclina) pustulosa* e *Operculinoides floridensis*, no Eoceno Médio; e *Operculinoides dia*, no Eoceno Superior-Oligoceno.

- Trinta e uma microbiofácies foram reconhecidas na Formação Amapá, com base, principalmente, nas associações de elementos biogênicos. Estas microbiofácies estão distribuídas, de maneira geral, segundo os dois modelos deposicionais (Paleoceno Superior ao Eoceno Inferior, e Eoceno Médio ao Mioceno Médio), apresentados por Wolff & Carozzi (1984).

No Paleoceno Superior/Eoceno Inferior, os ambientes deposicionais estão intensamente interligados, devendo apresentar a plataforma um gradiente muito suave. Constata-se nesta época um transporte de elementos biogênicos tanto no sentido da plataforma interna para a externa, como no sentido inverso.

O modelo deposicional no Paleoceno Superior/Eoceno Inferior consiste dos seguintes ambientes deposicionais: bancos em plataforma externa, formados de *grainstone/packstone* com *Ranikothalia bermudezi* (microbiofácies 2.4); plataforma interna, formada de *grainstone/packstone* com fragmentos de coralináceas

crustosas e algas verdes retrabalhadas e espécimens retrabalhados de *Ranikothalia* (microbiofácies 5.1 e 5.2), baixios constituídos de *grainstone/packstone* com oóides, *Ranikothalia* e algas verdes retrabalhados (microbiofácies 6.1); e depósitos lagunares formados de *grainstone/packstone* constituídos de algas verdes (microbiofácies 7.1 a 7.3), e *packstone* composto de *A. lopeztrigoi* e *H. dimorpha* associados a moluscos (microbiofácies 7.4).

No Eoceno Médio, com o predomínio de algas vermelhas sobre as algas verdes, o sistema lagunar do Paleoceno Superior/Eoceno Inferior praticamente desaparece. Os depósitos lagunares voltam a se estabelecer talvez a partir do Eoceno Superior, todavia, com características totalmente diferentes daquelas do início do Paleógeno, tanto no que se refere às condições hidrodinâmicas do meio deposicional, que se torna mais calmo, como na própria associação faunística, que passa a apresentar grandes foraminíferos porcelânicos (soritídeos), moluscos, pequenos miliolíneos e corais.

Após o Eoceno Inferior, estabelece-se na plataforma Amapá um complexo sistema de bancos formados de rodolitos e macroforaminíferos. Através das características morfológicas dos nódulos algáceos e dos grandes foraminíferos, foi possível identificar bioacumulações formadas na parte interna da plataforma, na borda da plataforma interna, ou mesmo em condições de plataforma externa. De maneira geral, esses bancos, formados, talvez, sobre pavimentos de rodolitos, serviram de área-fonte aos depósitos à retaguarda de bancos e depósitos antebancos, que seriam assim constituídos de coralináceas e macroforaminíferos retrabalhados. A partir também do Eoceno Médio, a plataforma externa torna-se comparativamente mais ampla, com a deposição de *wackestones/packstones* com grandes e planos macroforaminíferos e de *wackestone/mudstone* com abundantes foraminíferos planctônicos.

Os tipos de crescimento de rodolitos, bem como os seus gêneros constituintes foram ferramentas importantes na identificação de transporte de material tanto no sentido dos

bancos para as fácies proximais, como no sentido das fácies distais.

- Classificar a plataforma Amapá segundo os tipos de plataforma carbonática existentes é temerário, porém a presença de depósitos lagunares, complexo de bancos ou baixios (*shoals*) oolíticos, depósitos constituídos de lama carbonática (*wackestone/mudstone*) com biota de ambiente marinho aberto, e lamas carbonáticas de talude, leva-nos a enquadrar a plataforma Amapá no modelo de rampa homoclinal de Read (1985), ou na classe de plataforma regional/rampa de Sarg (1988). Reforça também esta escolha, os padrões de recorrência das microbiofácies na Formação Amapá.

No Eoceno Médio, os bancos compostos por *grainstones* e *packstones* com rodolitos laminados abertos, *L. (Neolepidina) pustulosa*, *L. (Neolepidina) macdonaldi* e helicolepidinídeos (microbiofácies 3.3) teriam se formado em ambientes mais calmos que os bancos constituídos de *grainstones/packstones* com coralináceas e *Operculinoides* (microbiofáceis 3.1), *packstones* com rodolitos laminados (microbiofácies 3.2), e *grainstones* ou *packstones* com rodolitos laminados e *L. (Neolepidina) pustulosa* (microbiofácies 3.4).

No Eoceno Superior, persistem os bancos do Eoceno Médio, que se situariam em regiões relativamente mais internas na plataforma. Nesta época, pelo menos na região noroeste da bacia, passam a ocupar as margens ou as áreas mais externas e relativamente mais profundas da plataforma, os bancos de *L. (Nephrolepidina) chaperi* (microbiofácies 3.10).

No Oligoceno Inferior, persistem os bancos formados de *grainstone/packstone* com numulitídeos (*Operculinoides*) (microbiofácies 3.1), que ocupariam nesta época o mesmo nicho ecológico ocupados por eles no Eoceno Superior. As regiões mais externas passariam, então a ser ocupadas por bancos constituídos de *packstone* com *L. (Eulepidina) undosa* e rodolitos ramificados abertos (microbiofácies 3.5). No Oligoceno Superior, as áreas mais profundas continuariam a ser ocupadas por *Eulepidina*, enquanto nas áreas relativamente mais rasas da plataforma

ocorreriam bancos de *grainstone/packstone* com *Heterostegina antillea* e rodolitos laminados (microbiofácies 3.7) e *packstone/grainstone* com *Miogypsina* e *Amphistegina* (microbiofácies 3.8). Nas regiões bem mais internas da plataforma teriam se formado os bancos de *packstone/grainstone* com *Amphistegina* e rodolitos laminados.

No Mioceno, em razão de uma taxa de subsidência menor, a plataforma torna-se mais rasa, ocorrendo apenas a deposição de bancos de *packstone/grainstone* com *Miogypsina* e/ou *Amphistegina* (microbiofácies 3.8 e 3.9).

- Os valores de diversidade e os padrões de extinção apresentados pelos macroforaminíferos nos permitem concluir que não ocorreram grandes mudanças climáticas na margem equatorial brasileira durante o Terciário. Não se constatou nenhuma alteração na população de macroforaminíferos, nem mesmo durante o Oligoceno Inferior, época da ocorrência de um resfriamento global. Assim sendo, as temperaturas nessa área não devem ter sido inferiores a 18°C, temperatura mínima para o desenvolvimento dos grandes foraminíferos.

- A ausência de evidências de grandes mudanças climáticas e tectônicas aliada ao padrão biofaciológico observado permitem confirmar a hipótese aventada por Moura & Abreu (1980) e Wolff & Carozzi (1984) sobre a influência da variação do nível do mar na sedimentação da Formação Amapá. Estas variações eustáticas estão representadas na Formação Amapá por cinco grandes ciclos deposicionais, ciclo I (Paleoceno Superior/Eoceno Inferior), ciclo II (Eoceno Médio), ciclo III (Eoceno Superior/Oligoceno Inferior), ciclo IV (Oligoceno Superior) e ciclo V (Mioceno Inferior/Mioceno Médio).

Os grandes ciclos deposicionais apresentam-se subdivididos em ciclos menores agradacionais e progracionais.

As seqüências deposicionais seriam limitadas por superfícies de descontinuidades, evidenciadas a partir do estudo biofaciológico. Estas superfícies corresponderiam a fases regressivas do mar, que por sua vez antecederiam fases

transgressivas, consideradas como limites geocronológicos entre os estágios.

Há aparentemente plena correspondência entre as descontinuidades observadas na plataforma Amapá com aquelas observadas por Abreu *et al.* (1986) nas plataformas Pará/Maranhão.

Como evidências das descontinuidades na Formação Amapá foram observados níveis de arenito muito fino glauconítico na passagem entre Paleoceno Superior e Eoceno Inferior; aumento expressivo de glauconita nas microbiofácies 5.3 e 5.7, respectivamente, no final do Eoceno Médio (ciclo II) e Oligoceno Superior (ciclo IV); depósitos de canais no final do Eoceno Superior; vales entalhados (microbiofácies 8.1) e depósitos de canais (microbiofácies 8.2), constituídos de bioclastos preenchidos por glauconita e moldes de moluscos no final do Oligoceno Inferior (ciclo III).✓

A principal queda do nível do mar ocorrida na parte inferior do Oligoceno Superior, postulada por Haq *et al.* (1987), é evidenciada na Bacia da Foz do Amazonas pela ocorrência de formas do Eoceno Superior (*Neolepidina*), indicativas de ambientes relativamente mais rasos, e formas do Oligoceno Inferior (*Eulepidina*), indicativas de ambientes mais profundos.

Os limites das seqüências deposicionais foram, aparentemente, também marcados por eventos de extinção de gêneros de macroforaminíferos. Neste caso está, por exemplo, o desaparecimento de *Ranikothalia* no limite Eoceno Inferior/Eoceno Médio, e de *Asterocyclina* e *Pseudophragmina* no limite Eoceno Superior/Oligoceno Inferior.

CAPITULO VIII

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ABREU, W.S.; REGALI, M.P.; SCHIMABUKURO, S. -1986- O Terciário da plataforma continental do Maranhão e Pará, Brasil: bioestratigrafia e evolução paleoambiental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34. Goiânia, 1986.. *Anais*, Goiânia, SBG. v. 1. p. 145-159.
- ABREU, W.S.; VIVIERS, M.C. -1993- Considerações sobre a distribuição de macroforaminíferos em estratos cenozóicos da margem continental brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 13; SIMPOSIO PALEONTOLOGICO DO CONE SUL, 1, São Leopoldo 1993. *Boletim de Resumos*. São Leopoldo, Sociedade Brasileira de Paleontologia, p.167.
- ADAMS, C.G. -1967- Tertiary Foraminifera in the Tethyan, American, and Indo-Pacific Provinces. In: ADAMS, C.G.; ALER, D.V. (eds.). *Aspects of tethyan biogeography*. S.A.P. p.195-217 (Systematics Association Publication, n.7)..
- ADAMS, C.G. -1987- On the classification of the Lepidocyclinidae (Foraminiferida) with redescription of the unrelated Paleocene genera *Actinosiphon* and *Orbitosiphon*. *Micropaleontology*, 33(4): 289-317.
- ADAMS, C.G. -1989- Foraminifera as indicators of geological events. *Proceedings of the Geologists Association*, 100 (3):297-311.
- ADEY, W.H. -1979- Crustose Coralline Algae as microenvironmental indicators for the Tertiary. In: GRAY, J.; BOUCOT, A.J. (Eds): *Historical Biogeography*. Oregon State University Press. p.459-464.
- ADEY, W.H.; MACINTYRE, I. -1973- Crustose coralline algae: a re-evaluation in the geological sciences. *Bulletin of the Geological Society of America*, 84(3):883-904.

- ADEY, W.H.; TOWNSEND, R.; BOYKINS, W. -1982- The crustose coralline algae of the Hawaiian Islands. *Smithsonian Contributions to Marine Science*, 15:1-74.
- ARNI, P. -1965- L'évolution des Nummulites en tant que facteur de modification des dépôts littoraux. In: COLLOQUE INTERNATIONAL DE MICROPALÉONTOLOGIE, Dakar, 1963. *Annales, Dakar, BRGM*, p.7-20.
- ASMUS, H.E.; GUAZELLI, W. -1981- Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes - hipóteses sobre o tectonismo causador e implicações para os prognósticos do potencial de recursos minerais. In: ASMUS, H.E. (Ed.): *Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira, e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais*. Rio de Janeiro, PETROBRAS-CENPES/DINTEP, p. 187-269.
- ASMUS, H.E.; PORTO, R. -1972- Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26. Belém, 1972. *Anais*. Belém, SBG. v.2, p.67-69.
- BADIOZAMANI, K. -1973- The Dorag dolomitization model - application to the Middle Ordovician of Wisconsin. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43(4):965-984.
- BANNER, F.T.; PEREIRA, C.P.G. -1981- A temporal and spatial analysis of foraminiferal diversity from the fringing reefs off Mombasa, East Africa. In: NEALE, J.W.; BRASTER, M.D. (Eds.). *Microfossils from recent and fossil shelf seas*. Chichester, John Wiley & Sons. p.350-366.
- BARKER, R.W.; BLOW, W.H. -1976- Biostratigraphy of some Tertiary formations in the Tampico-Misantla Embayment, Mexico. *Journal of Foraminiferal Research*, 6(1): 39-58.
- BAUM, G.R.; VAIL, P.R.V. -1988- Sequence stratigraphic concepts applied to Paleogene outcrops, Gulf and Atlantic basins. In: *Sea-Level Changes - An Integrated Approach*,

Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
Special Publication 42, p.309-327.

- BERGGREN, W.A.; KENT, D.V.; COUVERING, J.A. -1985- Neogene chronology and chronostratigraphy. In: SNELLING, N.J. (Ed.). *The chronology of the geological record. Geological Society of America, Memoir 10*, p.211-260.
- BERGGREN, W.A.; MILLER, K.G. -1988- Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology. *Micropaleontology*, 34 (4): 362-380.
- BLATT, H.; MIDDLETON, G.; MURRAY, R. -1972- *Origin of Sedimentary Rocks*. Prentice-Hall Inc., New Jersey, 634p.
- BONE, Y.; JAMES, N.P. -1993- Bryozoans as carbonate sediment producers on the cool-water Lacepede Shelf, southern Australia. *Sedimentary Geology*, 86: 247-271.
- BOSELLINI, A.; GINSBURG, R.N. -1971- Form and internal structure of recent algal nodules (Rhodolites) from Bermuda. *Journal of Geology*, 79 (6): 669-682.
- BOSENCE, D.W.J. -1976- Ecological studies on two unattached Coralline algae, Connemara, Eire. *Palaeontology*, 19: 365-395.
- BOSENCE, D.W.J. -1983a- The occurrence and ecology of rhodolites: a review. In: PERYT, T. (Ed.): *Coated Grains*. Berlin, Springer-Verlag, p.217-224.
- BOSENCE, D.W.J. -1983b- Coralline algal reef frameworks. *Journal of Geological Society of London*, 140:365-376.
- BOSENCE, D.W.J. -1985- Preservation of coralline algal reef frameworks. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON CORAL REEFS, 5., Tahiti, 1985., *Proceedings*, Tahiti v.6, p.623-628.
- BOSENCE, D.W.J. -1991- Coralline Algae: Mineralization, Taxonomy, and Palaeoecology. In: RIDING, R. (Ed.): *Calcareous Algae and Stromatolites*. Berlin, Springer-Verlag, p. 98-113.

- BOSENCE, D.W.J.; PEDLEY, H.M. -1979- Palaeoecology of a Miocene Coralline Algal Bioherm, Malta. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration. Production Elf-Aquitaine*, 3(2):463-470.
- BOSENCE, D.W.J.; PEDLEY, H.M. -1982- Sedimentology and Palaeoecology of a Miocene coralline algal Biostrome from the Maltese Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 38., p.-9-43.
- BRAGA, J.C.; BOSENCE, D.W.J.; STENECK, R.S. -1993- New anatomical characters in fossil coralline algae and their taxonomic implications. *Palaeontology*, 36 (3): 535-547.
- BRAGA, J.A.E.; DELLA FAVERA, J.C. -1979- Seismic sequence analysis, new approach for exploration in offshore Brazilian coastal basins. *AAPG Bulletin*, 63: 423-424.
- BRASSLER, R.A. -1953- Bryozoa, Part G In: MOORE, R.C. (Ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Kansas, Geological Society of America/University of Kansas Press. p. G1-G253.
- BRETT, C.G.; BAIRD, G.C. -1986- Comparative Taphonomy: A Key to Paleoenvironmental Interpretation Based on Fossil Preservation. *Palaios*, 1(3):207-227.
- BROWNER, M.J.N.; SCHWANDER, M.M. -1988- Cenozoic carbonates banks, Foz do Amazonas Basin, northeastern Brazil. In: BALLY, A.W. (Ed.): *Atlas of Seismic Stratigraphy. AAPG Studies in Geology*, 27(2): 174-178.
- BUTTERLIN, J. -1971- Contribution à la connaissance du Paléogène marin du Nord-Ouest de la Colombie, basée sur les Macroforaminifères. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v.64(1):13-27.
- BUTTERLIN, J. -1981- Claves para la determinación de macroforaminíferos de México y del Caribe, del Cretácico superior al Mioceno medio. México, Instituto Mexicano de Petróleo. 291p.

- BUTTERLIN, J. -1984- Remarques sur des espèces de grands foraminifères du Tertiaire des petites Antilles Françaises Françaises et sur la phylogénie des espèces américaines du genre *Lepidocyclina*. In: *BENTHOS '83; INTERNATIONAL SYMPOSIUM BENTHIC FORAMINIFERA*, 2, Pau, 1983; *Proceedings* Pau and Bordeaux.SNEA, p. 105-115.
- BUTTERLIN, J. -1987- Origine et évolution des *Lepidocyclines* de la région des Caraïbes. Comparaisons et relations avec les *Lepidocyclines* des autres régions du monde. *Revue de Micropaléontologie*, 29(4): 203-219.
- BUTTERLIN, J. -1990- Problèmes posés par la systématique de la famille *Lepidocyclinidae* (Foraminiferida). *Revista Española de Micropaleontologia*, 22 (1): 102-106.
- BUTTERLIN, J. -1991- Réflexions sur l'origine et l'évolution des *Lepidocyclines* du Bassin Méditerranéen. *Revue de Micropaléontologie*, 34 (3): 175-183.
- BUTTERLIN, J.; MONOD, O. -1969- Biostratigraphie (Paléocène à Eocène moyen) d'une coupe dans le Taurus de Beysehir (Turquie). Etude des "Nummulites cordolées" et révision de ce groupe. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 62 (2): 583-604.
- BUXTON, M.W.N.; PEDLEY, H.M. -1989- Short Paper: a standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps. *Journal of the Geological Society of London*, 146:746-748.
- CAROZZI, A.V.; CASTRO, J.C.; BELTRAMI, C.V.; SPADINI, A.R.; WOLFF, B. -1978- *Microfacies and depositional-diagenetic model of Amapá carbonates (Paleogene) of Foz do Amazonas Basin*. PETROBRAS-DEXPRO. 68p. (Relatório Interno).
- CASTRO, J.C.; MIURA, K.; BRAGA, J.A.E. -1978- Stratigraphic and structural framework of the Foz do Amazonas Basin. In: *OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE*, 10, Houston, 1978. *Proceedings*. Dallas, Texas, v. 2, p.1843-1847.

- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O. -1987- Interpretação genética das seqüências estratigráficas das bacias da margem continental brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 7 (2): 74-80.
- CHAPRONIERE, G.C.H. -1975- Paleoecology of Oligo-Miocene larger Foraminiferida, Australia. *Alcheringa*, 1: 37-58.
- CHAPRONIERE, G.C.H. -1981- Australasian mid-Tertiary larger foraminiferal associations and their bearing on the East Indian Letter Classification. *BMR Journal of Australian Geology- Geophysics*, 6(2):145-151.
- CHAPRONIERE, G.C.H. -1984- The Neogene larger foraminiferal sequence in the Australian and New Zeland regions, and its relevance to the East Indies Letter Stage Classification. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 46(1-3):25-35.
- CLARKE, K.R.; GREEN, R.H. -1988- Statistical design and analysis for a "biological effects study". *Marine Ecology-Progress Series*, 46: 213-226.
- COIMBRA, A.M. -1983- *Estudo sedimentológico e geoquímico do Permo-Triássico da Bacia do Maranhão*. São Paulo, 2v. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP).
- COLE, W.X. -1958- Names and variation in certain American Larger Foraminifera, particularly the Camerinids, nº2. *Bulletins of American Paleontology*, 38(173):261-284.
- COLE, W.S. -1960- The genus *Camerina*. *Bulletins of American Paleontology*, 41 (190):189-205.
- CROUCHRW, J.E.; POAG, C.W. 1979 *Amphistegina gibbosa* d'Orbigny from the California borderlands: the Caribbean connection. *Journal of Foraminiferal Research*, 9 (2):85-105.
- DAMUTH, J.E.; FLOOD, R.D. -1984- Morfology sedimentation processes, and growth pattern of the Amazon Deep-Sea Fan. *Geo-Marine Letters*, 3: 109-117.

- DAMUTH, J.E.; FLOOD, R.D.; KOWSMANN, R.O.; BELDERSON, R.H.; GORINI, M.A. -1988- Anatomy and growth pattern of Amazon Deep-Sea Fan as revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA) and high-resolution seismic studies. *A.A.P.G. Bulletin*, 72 (8): 885-911.
- DAMUTH, J.E.; PALMA, J.J.C. -1979- Geomorfologia do fundo Atlântico Equatorial Oeste. In: CHAVES, H.A.F. (Ed.): *Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes*. Rio de Janeiro. PETROBRAS-CENPES/DINTEP. p. 17-36.
- DARGA, R. -1990- The Einsenrichten near Hallthurm, Bavaria: An Upper Eocene Carbonate Ramp (Northern Calcareous Alps). *Facies*, 23:17-36.
- DAVIS, J.C. -1986- *Statistics and Data Analysis in Geology*. 2nd edition. New York, John Wiley & Sons, 646p.
- DEBENAY, J.P. -1988- Foraminifera larger than 0,5 mm in the southwestern Lagoon of New Caledonia: distribution related to abiotic properties. *Journal of Foraminiferal Research*, 8 (2): 158-175.
- DECROUEZ, D.; LANTERNO, E. -1979- Les "Bancs à Nummulites" de l'Eocène mésogéen et leurs implications. *Arch. Science* (Genève), 32: 67-94.
- DELLA FAVERA, J.C. -1991- Estratigrafia de Sequências - Sismoestratigrafia. SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2. São Paulo, 1991. *Notas de Aula*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, 35p.
- DILLEY, F.C. -1973- Larger Foraminifera and seas through time. In: HUGES, N.F. (Ed.): *Organisms and continents through time*. The Palaeontological Association London. Special Papers in Palaeontology 12:155-168.
- DULLO, W.C.; MOUSSAVIAN, E.; BRACHERT, T.C. -1990- The foralgal crust facies of the deeper fore reefs in the Red

- Sea: a deep diving survey by submersible. *Geobios*, 23 (3):261-281.
- DUNCAN, H. -1957- Bryozoans. *Memoir. Geological Society of American*, 67: 783-800.
- DUNHAM, R.J. -1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Memoir. American Association of Petroleum Geologists*, 1: 108-121.
- ELLIS, B.F.; MESSINA, A.R. -1967- Catalogue of Foraminifera. New York, *American Museum Natural History Special Publication*, vol.1-30 and supplements.
- EVA, A.N. -1976- The palaeoecology and sedimentology of middle Eocene larger Foraminifera in Jamaica. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON BENTHONIC FORAMINIFERA OF CONTINENTAL MARGINS, PALEOECOLOGY AND BIOSTRATIGRAPHY, 1, Halifax, 1976. Special Publication. Halifax, Dalhousie University. v.1, p.467-475.
- FAIRBRIDGE, R.W. -1954- Stratigraphy correlation by microfacies. *American Journal of Science*, 252(11):683-694.
- FISHBEIN, E.; PATTERSON, R.T. -1993- Error-weighted maximum likelihood (EWML): A new statistically based method to cluster quantitative micropaleontological data. *Journal of Paleontology*, 67 (3): 475-486.
- FLUGEL, E. -1982- *Microfacies analysis of limestones*. Berlin, Springer-Verlag, 633p.
- FOCKE, J.W.; GEBELEIN, C.D. -1978- Marine lithification of reef rock and Rhodolites at a fore-reef slope locality (-50m) off Bermuda. *Geology en Mijnbouw*, 57(2):163-171.
- FOLK, J.W. -1962- Spectral subdivision of limestone types. In: HAM, W.E. (Ed.): *Classification of carbonate rocks. Memoir. American Association Petroleum Geologists* 1:62-84.
- FROST, S.H. -1977- Cenozoic reef systems of Caribbean-Prospects for paleoecologic syntesis. In: FROST, S.H.; WEISS, M.P.; SAUNDERS, J.B. (Eds.). *Reef and related Carbonates* -

Ecology and Sedimentology. AAPG Studies in Geology, 4: 93-110.

- GHOSE, B.K. -1977- Paleoeecology of the cenozoic reefal foraminifers and algae - a brief review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 22(3):231-256.*
- HALLOCK, P. -1979- Trends in test shape with depth in large symbiont-bearing Foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research, 9: 61-69.*
- HALLOCK P. -1981a- Production of carbonate sediments by selected foraminifera on two Pacific coral reefs. *Journal Sedimentary Petrology, 51, p.467-474.*
- HALLOCK, P. -1981b- Light dependence in *Amphistegina*. *Journal Foraminiferal Research, 11: 42-48.*
- HALLOCK, P. -1983- Larger Foraminifera as depth indicators in carbonate depositional environments. *A.A.P.G. Bulletin, 67(3):477-478.*
- HALLOCK, P. -1984- Distribution of larger foraminiferal assemblages on two Pacific coral reefs. *Journal of Foraminiferal Research, 14 (4):250-261.*
- HALLOCK, P. -1985- Why are larger Foraminifera large? *Paleobiology, 11(2):195-208.*
- HALLOCK, P. -1988- The role of nutrient availability in bioerosion: consequences to carbonate buildups. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 63:275-291.*
- HALLOCK, P.; GLENN, E.C. -1985- Numerical analysis of foraminiferal assemblages: A tool for recognizing depositional facies in Lower Miocene Reef Complexes. *Journal Paleontology, v.59(6):1382-1394.*
- HALLOCK, P.; GLENN, E.C. -1986- Larger Foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of cenozoic carbonate depositional facies. *Palaios, 1: 55-64.*

- HALLOCK, P.; SCHLAGER, W. -1986- Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaos*, 1: 389-398.
- HALLOCK, P.; FORWARD, L.B.; HANSEN, H.J. -1986- Influence of environment on the test shape of *Amphistegina*. *Journal of Foraminiferal Research*, 16(3):224-231.
- HAQ, H.U.; HARDENBOL, J.; VAIL, P.R. -1987- Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235(4793):1156-1166.
- HAYNES, J.R. -1965- Symbiosis, wall structure and habitat in Foraminifera. *Cushman Foundation Foraminiferal Research Contributions*, 16: 40-43.
- HOTTINGER, L. -1977- Distribution of larger Peneroplidae, *Borelis* and Nummulitidae in the Gulf of Elat, Red Sea. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, 15:35-109.
- HOTTINGER, L. -1983- Processes determining the distribution of larger Foraminifera in space and time. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, 30: 239-253.
- JOHNSON, J.H. -1961- *Limestone-building algae and a algal limestone*. Colorado School Mines, Golden. 297p.
- JONES, B.; HUNTER, I.G. -1991- Corals to Rhodolites to Microbialites - a community replacement sequence indicative of regressive conditions. *Palaos*, 6: 54-66.
- KIDWELL, S.M.; FURSICH, F.T.; AIGNER, T. -1986- Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaos*, 1(3):228-238.
- KLEMM, H.D. -1980- Petroleum basins. Classification and characteristics. *Journal of Petroleum Geology*, 3 (2):187-207.
- LABOREL, J.L. -1969- Madreporaires et hydrocoralliaires récifaux des côtes bresiliennes. Systematique, ecologie, repartition verticale et geographie. *Annales de l'Institut Oceanographique de Paris*, 47:171-229.

- LEAO, Z.M.A.N. -1986- *Guia para identificação dos corais do Brasil*. Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geofísica. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 57p.
- LEAO, Z.M.A.N.; MACHADO, A.J. -1989- Variações da cor dos grãos carbonáticos de sedimentos marinhos atuais. *Revista Brasileira de Geociências*, 19 (1):87-91.
- LEUTENEGGER, S. -1984- Symbiosis in Benthic Foraminifera: specificity and host adaptations. *Journal of Foraminiferal Research*, 14: 16-35.
- LOEBLICH, A.R.; TAPPAN, H. -1988- Foraminiferal genera and their classification. New York, Van Nostrand Reinhold. 2 vol.
- LUTERBACHER, H. -1984- Paleoeecology of Foraminifera in the Paleogene of the southern Pyrenees. In: BENTHOS'83; INTERNATIONAL SYMPOSIUM BENTHIC FORAMINIFERA, 2., Pau, 1983. *Proceedings*. Pau and Bordeaux, SNEA, p. 389-392.
- LY, A.; ANGLADA, R. -1991- Le Bassin sénégal-mauritanien dans l'évolution des marges périatlantiques au Tertiaire. *Cahiers de Micropaléontologie*, 6 (2):23-47.
- MAIKLEM, W.R. -1967- Black and brown speckled foraminiferal sand from the southern part of the Great Barrier Reef. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37 (4):1023-1030.
- MANLEY, P.L.; FLOOD, R.D. -1988- Cyclic sediment deposition within Amazon Deep-Sea Fan. *AAPG Bulletin*, 72 (8):912-925.
- MASSIEUX, M. -1965- Présence d'ovulites dans le "Calcaire Yprésien" des corbières septentrionales et discussion sur la nature de l'algue *Griphoporella Arabica* Pfender. *Revue de Micropaléontologie*, 8 (4):240-248.
- MELLO, J.F.; BUZAS, M.A. -1968- An application of cluster analysis as a method of determining biofacies. *Journal of Paleontology*, 42 (3):747-758.
- MINNERY, G.A. -1990- Crustose Coralline Algae from the flower garden banks, northwestern Gulf of Mexico: controls on

- distribution and growth morphology. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60 (6):992-1007.
- MIURA, K.; CASTRO, J.C.; BRAGA, J.A.C. -1976- Geologia, sedimentação e processos exploratórios da Foz do Amazonas. (Relatório em progresso). Rio de Janeiro, PETROBRAS-DEXPRO/DIVEX. 82p. (Relatório Interno).
- MOURA, J.A., ABREU, W.S. -1980- Contribuição ao estudo paleoecológico da Bacia da Foz do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, 10 (1):73-88.
- MU, X. -1991- Fossil Udoteaceae and Gymnocodiaceae. In: RIDING, R. (Ed.): *Calcareous Algae and Stromatolites*. Berlin, Springer-Verlag. p.146-166.
- MURRAY, J.W. -1968- Living foraminifers of lagoons and estuaries. *Micropaleontology*, 14:435-455.
- MURRAY, J.W. -1973- *Distribution and ecology of living Benthic Foraminiferids*. New York, Crane. 274p.
- NEBELSICK, J.H. -1989- Temperate water carbonate facies of the early Miocene Paratethys (Zogelsdorf Formation, Lower Austria). *Facies*, 21:11-40.
- NELSON, C.S.; HYDEN, F.M.; KEANE, S.L.; LEASK, W.L.; GORDON, D.P. -1988- Application of Bryozoan Zoarial growth-form studies in facies analysis of non-tropical carbonate deposits in New Zealand. *Sedimentary Geology*, 60:301-322.
- NEUMANN, M.; LY, A.; BUTTERLIN, J. -1986- Présence d'*Helicolepidina* et de *Lépidocyclines* primitives dans l'Eocène du Sénégal (Casamance). *Revue de Micropaléontologie*, 29 (2):120-136.
- ODIN, G.S.; FULLAGAR, P.D. -1988- Geological significance of the glaucony facies. In: ODIN, G.S. (Ed.). *Green marine clays: oolitic ironstone facies: a comparative study*. Amsterdam, Elsevier. 445p. (Developments in Sedimentology, 45).

- PAYTON, C.E. (ed.) -1977- Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration. *Memoir. American Association Petroleum Geologists*, 26:1-512.
- PENTECOST, A. -1991- Calcification processes in Algae and Cyanobacteria. In: RIDING, R. (ed.) *Calcareous Algae and Stromatolites*. Berlin, Springer-Verlag. p.1-20.
- PETRI, S. -1957- Foraminíferos miocênicos da Formação Pirabas. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo. Geologia*, 16:1-79.
- PETRI, S. -1975- Métodos de estudo paleoecológico e as assembléias cenozóicas de foraminíferos de Caravelas, Bahia. *Boletim Instituto de Geociências, Instituto de Geociências, USP*, v.6, p.109-127.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; OJEDA Y; OJEDA, H.; FULFARO, V.J.; PONÇANO, W.L. -1986- Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16 (4):372-376.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; PONÇANO, W.L. -1986- Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista brasileira de Geociências*, 16 (4):376-415.
- PETTIJOHN, E.J. -1975- *Sedimentary Rocks*. New York, Harper USP. 628p.
- PETTIJOHN, E.J.; POTTER, P.G.; SIEVER, R. -1972- *Sand and Sandstone*. New York, Springer-Verlag. 618p.
- PFENDER, J. -1939- Sur un calcaire phytogène du Lias inférieur d'Espagne et l'extension de ce faciès en quelques autres régions. *Bulletin des Laboratoires de Géologiem Géographie physique, Minéralogie et Paléontologie de l'Université de Lausanne*, 66: 1-21.
- PIRES VANIN, A.M.S. -1989- *Estrutura e dinâmica da megafauna bêntica na plataforma continental da região norte do Estado de São Paulo, Brasil*. São Paulo, 172p. (Tese de Livre Docência - Instituto Oceanográfico / USP).

- PISERA, A.; STUDENCKI, W. -1989- Middle Miocene Rhodoliths from the Korytnica Basin (southern Poland): environmental significance and paleontology. *Acta Palaeontologica Polonica*, 34 (3): 179-209.
- READ, J.F. 1985 Carbonate platform facies models. *AAPG Bulletin*, 69 (1): 1-21.
- REID, R.P.; MACINTYRE, I.G. -1988- Foraminiferal-algal nodules from the Eastern Caribbean: growth history and implications on the value of nodules as paleoenvironmental indicators. *Palaos*, 3: 424-435.
- REZENDE, W.M.; FERRADAES, J.O. -1971- Integração geológica regional da Bacia Sedimentar da Foz do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo, 1971. *Anais*, São Paulo, SBG. v.3, p.204-214.
- RIDING, R. -1991- Calcified Cyanobacteria. In: RIDING, R. (Ed.): *Calcareous Algae and Stromatolites*. Berlin, Springer-Verlag. p.55-87.
- ROSS, C.A. -1977- Calcium carbonate fixation by large Reef-Dwelling Foraminifera. In: FROST, S.H.; WEISS, M.P. & SAUNDERS, J.B. (Eds): *Reefs and related Carbonates - Ecology and Sedimentology*. AAPG, *Studies in Geology*, 4: 219-230.
- RÖTTGER, R. -1976- Ecological observations of *Heterostegina depressa* (Foraminifera, Nummulitidae) in the laboratory and in its natural habitat. *Maritime sediments* Special Publication, 1:75-80.
- SARG, J.F. -1988- Carbonate Sequence Stratigraphy. In: *Sea-Level Changes-An Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, p.155-181.
- SAVIN, S.M.; DOUGLAS, R.G.; STEHLI, F.G. -1975- Tertiary marine paleotemperatures. *Geological Society of American Bulletin*, 86: 1499-1510.

- SCHALLER, H.; VASCONCELOS, D.N.; CASTRO, J.C. -1971- Estratigrafia preliminar da Bacia Sedimentar da Foz do Rio Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo, 1971. *Anais*. São Paulo SBG. v.3, p.189-202.
- SCHLUMBERGER -1971- *Log interpretation. Principles*, vol. I, Schlumberger Ltd., 112p.
- SETIAWAN, J.R. -1983- Foraminifera and microfacies of the Type Priabonian. *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, 29: 1-173.
- SLAUGHTER, M.; HILL, R.J. -1991- The influence of organic matter in organogenic dolomitization. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61 (2):296-303.
- SMOSNA, R.; WORSHAUER, S. -1978- Fossil diversity in thin section. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48 (1):331-336.
- SOUSA, S.H.M.; FAIRCHILD, T.R. -1993- Contribuição das algas calcárias em estudos paleoambientais da Formação Amapá (Paleoceno-Mioceno Médio), Bacia da Foz do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 13.; *Boletim de Resumos*. São Leopoldo, Sociedade Brasileira de Paleontologia/UNISINOS. p.223.
- STUDENCKI, W. -1988- Facies and sedimentary environment of the Pinczow limestones (middle Miocene, Holy Cross Mountains, Central Poland). *Facies*, 18:1-26.
- TIBANA, P. -1971- *Distribuição faciológica da Formação Amapá, Bacia da Foz do Rio Amazonas*. Salvador, PETROBRAS-REPA/DIREX/SERSTRA. 13p.(Relatório Interno).
- TIBANA, P.; TERRA, G.J.S. -1981- Seqüências carbonáticas do Cretáceo na Bacia Potiguar. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 24 (3):174-183.
- TINOCO, I.M. -1971- Distribuição dos foraminíferos na plataforma continental do norte-nordeste do Brasil. *Arquivos do Museu Nacional*, 54:93-97.

- TINOCO, I.M. -1972- Foraminíferos dos bancos da costa nordestina, Atol das Rocas e Arquipélago de Fernando de Noronha. *Trabalhos Oceanográficos. Universidade Federal de Pernambuco*, 1:49-60.
- URDININEA, J.S.A. -1977- *Aspectos geoquímicos e ambientais dos calcários da Formação Pirabas - Estado do Pará*. Rio Grande do Sul. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UFRGS), 272p.
- VAIL, P.R.; MITCHUM JR., R.M. -1977- Global cycles of relative changes of sea level from seismic stratigraphy. *Memoir. American Association Petroleum Geologists*, 29:469-472.
- VAN ANDEL, T.H. -1977- An eclectic overview of plate tectonics, paleogeography and paleoceanography. In: GRAY, J.; BOUCOT, A.J. (Eds): *Historical biogeography, plate tectonics, and the changing environment; proceedings of the 37th Annual Biology Colloquium and Selected Papers*. Corvallis, Oregon State University Press. p. 1-25.
- WIEDICKE, M.C. -1987- Biostratigraphie, microfazies und diagenese Tertiärer karbonate aus dem Südkinesischen Meer. *Facies*, 16: 195-302.
- WILLIAMS, D.F.; RÖTTGER, R.; SCHMALJOHANN, R.; KEIGWIN, L. - 1981- Oxygen and carbon isotopic fractionation and algal symbiosis in the benthic foraminiferan *Heterostegina depressa*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 33:231-251.
- WILSON, J.L. -1975- *Carbonate Facies in Geologic History*. Berlin, Springer-Verlag. 471p.
- WOELKERLING, Wm.J. -1988- *The Coralline Red Algae: An analysis of the Genera and Subfamilies of Nongeniculate Corallinaceae*. London, Oxford University. 268p.
- WOLFF, B.; CAROZZI, A.V. -1984- Microfacies, depositional environments, and diagenesis of the Amapá Carbonates (Paleocene-Middle Miocene), Foz do Amazonas Basin, offshore

NE Brazil. PETROBRAS. Rio de Janeiro. *Ciência-Técnica-Petróleo*. Seção: Exploração de Petróleo, 13, 103p.

WRAY, J.L. -1977- *Calcareous Algae*. Elsevier Scientific Publ. Co., Amsterdam, 185p.

WRAY, J.L. -1984- *Calcareous Algae*. In: HAG, B.U. & BOERSMA, A. (Eds.): *Introduction to Marine Micropaleontology*. New York, Elsevier Biomedical. p. 171-187.