

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**PALINOLOGIA DE SEÇÕES SELECIONADAS DO
NEÓGENO DA BACIA DE PELOTAS, RS, BRASIL**

WAGNER GUIMARÃES DA SILVA

ORIENTADOR: Prof. Dr. Paulo Alves de Souza

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Javier Helenes

BANCA EXAMINADORA:

Dra. Elizabete Pedrão Ferreira (PETROBRAS)

Prof. Dr. Marcelo de Araújo Carvalho (UFRJ)

Profª. Dra. Maria Judite Garcia (UnG)

Dissertação de Mestrado
apresentada como requisito
parcial para a obtenção do
Título de Mestre em
Geociências.

Porto Alegre–2011

Silva, Wagner Guimarães da

Palinologia de seções selecionadas do Neógeno da Bacia de Pelotas, RS, Brasil. / Wagner Guimarães da Silva. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2011.

[116 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2011.

Orientação: Prof. Dr. Paulo Alves de Souza

Co-Orientador: Prof. Dr. Javier Helenes

1. Palinologia. 2. Bioestratigrafia. 3. Palinofácies. 4. Neógeno. 5. Bacia de Pelotas I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

Para aqueles que sempre acreditaram em mim.

AGRADECIMENTOS

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (PPGGEO/UFRGS) pela estrutura disponibilizada.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão de bolsa de Mestrado.

A todos colegas do Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo, pelo convívio saudável, discussões teóricas e troca de aprendizagem.

A minha família que me propiciou a melhor formação de carácter que eu poderia ter, e pela compreensão nos momentos que me fiz ausente devido o tempo que dediquei aos estudos com o objetivo de realizar este trabalho.

Aos meus amigos que mesmo de longe sempre soube que torciam por mim. Aqui também agradeço aos amigos que de algum modo me prestaram valiosa ajuda para a realização deste trabalho.

A Francine Scheffler, minha companheira, amiga que me ajudou a superar esses dois anos difíceis com seus carinhos e com sua presença.

Ao Prof. Paulo Alves de Souza, que se mostrou mais que um orientador, um verdadeiro amigo que aprendi a admirar ao longo dessa caminhada, um professor que não poupa esforços para que seus alunos realizem trabalhos.

Ao Prof. Javier Helenes, que mesmo distante dedicou seu tempo e seus ensinamentos na minha co-orientação que possibilitaram a conclusão deste trabalho.

RESUMO

As informações palinológicas da Bacia do Pelotas são relativamente escassas para a seção pré-quaternária, ensejando estudos sistematizados, iniciados nos últimos anos. Com base na análise bioestratigráfica e a técnica de palinofácies, este trabalho apresenta resultados palinológicos obtidos de testemunhos de sondagem de três poços selecionados da bacia: **2-CA-1-RS**, **2-TG-96-RS** e **BP-01** para investigar as variações paleoambientais preservadas nos depósitos neógenos e obtenção de datações relativas. Condições de deposição em ambiente marinho foram registradas para os três poços, com variações significativas entre eles. No poço **2-CA-1-RS**, as formas registradas de dinoflagelados nas amostras basais caracterizam ambiente plataformar de nerítico médio a profundo, enquanto os níveis superiores são interpretados como nerítico interno. Para o poço **2-TG-96-RS**, o padrão de distribuição da matéria orgânica particulada (mop) e as espécies de dinoflagelados registradas sugerem deposição em condições de ambiente nerítico interno, em todas as amostras. Entretanto, a maior representatividade da mop continental, nos níveis de topo, caracteriza certa proximidade com o continente. De maneira geral, é verificada uma tendência regressiva para os poços **2-CA-1-RS** e **2-TG-96-RS**. A distribuição da mop ao longo da seção estudada do poço **BP-01** indicam condições marinhas distais. Esses resultados são distintos dos dois outros poços. As associações de dinoflagelados somadas aos demais palinóforos registrados sugerem condições de deposição da seção, entre o ambiente nerítico externo a oceânico. Os resultados encontram apoio na literatura disponível sobre os mesmos poços assim como em outros trabalhos sobre a evolução geológica geral da bacia, durante o Neógeno. Espécies-índice foram identificadas nas associações palinológicas; dinoflagelados foram mais úteis para o posicionamento bioestratigráfico das seções. A seção estudada do poço **2-CA-1-RS** é datada entre o Mioceno inferior–Pleistoceno inferior; do poço **2-TG-96-RS** entre o Mioceno superior–Plioceno inferior; e do poço **BP-01** no Mioceno inferior. Esses resultados demonstram o potencial de aplicação da palinologia para a interpretação paleoambiental e bioestratigráfica da Bacia de Pelotas.

Palavras-chave: Palinologia, Bioestratigrafia, Palinofácies, Neógeno, Bacia de Pelotas.

ABSTRACT

Palynological data for the pre-Quaternary section from the Pelotas Basin are relatively scarce; in this way, systematic studies have been started in this theme from the last years. This work presents palynological results obtained from core samples collected in three selected wells: 2-CA-1-RS, 2-TG-96-RS and BP-01, based on biostratigraphy and palynofacies analyses, to offer their relative ages and paleoenvironmental changes. Marine environment depositional conditions were recorded for the three wells, with significant changes among them. For the **2-CA-1-RS** well, assemblages from the basal samples characterize neritic to distal shelf marine environments, while associations recorded from upper samples suggest proximal marine environment. The particulate organic matter (mop) distribution pattern and the dinoflagellate cysts species registered from the well **2-TG-96-RS** suggest a depositional inner neritic environment, for all samples. However, the great representation of continental mop in the upper section of this well allows to indicate a closeness to the continental environment. In general terms, a regressive trend for the 2-CA-1-RS and 2-TG-96-RS wells is recognized. The distribution of mop along the **BP-01** well samples suggest distal marine conditions. These results are different from the other two wells. The dinoflagellate associations, along with the other recorded palynomorphs, suggest that this section developed between the outer neritic and oceanic environments. These results are in accordance with the available literature from the same well as well as other studies on the general geological succession of the basin, during the Neogene. Index species were identified among the palynologic associations; dinoflagellates were more useful for biostratigraphic positioning of the sections. The study section of the **2-CA-1-RS** is dated between the lower Miocene and the lower Pleistocene; samples from the **2-TG-96-RS** are regarded as upper Miocene to Lower Pliocene; section of the **BP-01** is dated as lower Miocene. These results demonstrate the application potential of palynology to interpret the paleoenvironment and biostratigraphy of the Pelotas Basin.

Keyword: Palynology, Biostratigraphy, Palynofacies, Neogene, Pelotas Basin.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização da Bacia de Pelotas, limitada a norte pela Plataforma de Florianópolis e a sul pelo Alto de Polônio, com a locação dos poços 2-CA-1-RS, 2-TG-96-RS e BP-01.	3
Figura 2. Perfil estratigráfico dos poços com representação dos níveis analisados. Os dados litológicos do poço 2-CA-1-RS são de acordo com Sanguinetti (1980), enquanto para os poços 2-TG-96-RS e BP-01 dispõe-se de Anjos (2009).	4
Figura 3. Carta cronoestratigráfica da Bacia de Pelotas (modificado de Bueno <i>et al.</i> , 2007).	15
Figura 4. Extensão da transgressão marinha durante o Mioceno superior (modificado de Martinez & Del Rio, 2002 apud Perea & Martinez, 2004).	19
Figura 5. a) Localização dos poços na PCRS. b) Blocodiagrama das variações do nível do mar durante o Neógeno superior e Quaternário na Bacia de Pelotas (modificado de Ornelas, 1981).	22
Figura 6. Mapa da distribuição textural dos sedimentos superficiais da plataforma continental entre Tramandaí (RS) e Chuí (RS) (modificado de Corrêa et al., 1996).	24
Figura 7. Distribuição geocronológica dos grupos dos palinomorfos (compilado da literatura).	26
Figura 8. Distribuição ambiental dos palinomorfos (modificada de Seyve, 1990; <i>apud.</i> , Antunes & Melo, 2001).	27
Figura 9. Ciclo de vida esquemático de um dinoflagelado produtor de cisto. Este é formado no início da fase imóvel do ciclo, sendo a única parte fossilizável do dinoflagelado (modificada de Evitt, 1985 <i>apud.</i> , Arai & Lana, 2004; Arai, 2007).	30
Figura 10. Principais feições da teca (vista ventral) e do cisto ideal correspondente (vista dorsal) de um dinoflagelado peridinióide (modificada de Arai & Lana, 2004).	32
Figura 11. Perfil estratigráfico parcial do poço 2-CA-1-RS, com representação dos níveis analisados (dados litológicos de acordo com Sanguinetti, 1980) e a distribuição geral do conjunto da matéria orgânica particulada nas amostras analisadas (* matéria orgânica).	41
Figura 12. Distribuição da matéria orgânica particulada nas amostras do poço 2-CA-1-RS (* matéria orgânica amorfa).	45
Figura 13. Registros prévios da amplitude estratigráfica de espécies selecionadas identificadas nas amostras utilizadas neste trabalho do poço 2-CA-1-RS. Dados compilados das seguintes publicações: 1. Harland, 1977 (Mar do Norte, Inglaterra); 2. Biffi & Grignani, 1983 (Delta do Níger, Nigéria); 3. Brown & Downie, 1985 (Atlântico Norte, Sudoeste da Irlanda); 4. Williams & Bujak, 1985 (Bacias européias); 5. Wrenn, 1988 (Golfo do México, Flórida); 6. Head <i>et al.</i> , 1989a (Mar do Labrador, Atlântico Norte); 7. Head <i>et al.</i> , 1989b (Mar do Labrador, Atlântico Norte); 8. Head <i>et al.</i> , 1989c (Bacia de Bafin, Atlântico Norte); 9. Harland, 1992 (Mar do Norte, Inglaterra); 10. McMinn, 1992a (Leste do Oceano Índico); 11. McMinn, 1992b (Bacia Gippsland, Austrália); 12. de Vernal <i>et al.</i> , 1992 (Atlântico Norte); 13. de Verteuil & Norris, 1992 (Planície Costeira de Maryland e Virginia, EUA); 14. Head, 1993 (Inglaterra); 15. McMinn, 1993a (Grande Barreira de Corais, Austrália); 16. McMinn, 1993b (Margem nordeste	

australiana, Austrália); 17. de Verteuil, 1996 (Plataforma Continental de Nova Jérsei, EUA); 18. Palamarczuk & Barreda, 1998 (Província de Chubut, Argentina); 19. Londeix <i>et al.</i> , 1999 (Mar Mediterrâneo, Sicília); 20. Williams & Manum, 1999 (Mar da Noruega, Noruega); 21. Aceñolaza, 2000 (Formação Paraná, Argentina); 22. Barreda & Palamarczuk, 2000a (Golfo San Jorge Província de Santa Cruz, Argentina); 23. Barreda & Palamarczuk, 2000b (Costa da Patagônia e Plataforma continental argentina, Argentina); 24. Palamarczuk & Barreda, 2000 (Plataforma Continental Argentina, Patagônia); 25. Marret <i>et al.</i> , 2001 (Golfo do Alaska) 26. Torricelli & Biffi, 2001 (Norte da Tunísia); 27. Kurita & Obuse, 2003 (Japão); 28. Helenes <i>et al.</i> , 2003 (Oeste da Venezuela); 29. Williams <i>et al.</i> , 2004 (Global); 30. Helenes <i>et al.</i> , 2009 (Norte do Golfo da Califórnia, México).	47
Figura 14. Quadro comparativo dos resultados bioestratigráficos entre os trabalhos realizados no poço 2-CA-1-RS.....	52
Figura 15. Distribuição da matéria orgânica particulada nas amostras do poço 2-TG-96-RS.....	56
Figura 16. Amplitude estratigráfica dos táxons selecionados do poço 2-TG-96-RS, conforme a literatura.	58
Figura 17. Quadro comparativo dos resultados bioestratigráficos entre os trabalhos realizados no poço 2-TG-96-RS.....	62
Figura 18. Distribuição da matéria orgânica particulada nas amostras do poço BP-01.....	66
Figura 19. Amplitude estratigráfica dos táxons selecionados do poço BP-01, conforme a literatura. Base da seção datada foraminíferos dado extraído de Anjos-Zerfass (2009).....	68
Figura 20. Quadro comparativo dos resultados bioestratigráficos entre os trabalhos realizados no poço BP-01.....	72

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Informações sobre a codificação das lâminas estudadas dos poços que compõem esta dissertação.	5
Tabela 2. Distribuição dos palinomorfos registrados no poço 2-CA-1-RS.	42
Tabela 3. Posição estratigráfica das espécies observadas no material estudado, com amplitudes estratigráficas reportadas na literatura e a interpretação das idades mais prováveis. As idades entre parênteses indicam abrangência estratigráfica das espécies, de acordo com a calibração de Berggren <i>et al.</i> (1995).	48
Tabela 4. Distribuição dos palinomorfos registrados no poço 2-TG-96-RS.....	55
Tabela 5. Distribuição dos palinomorfos registrados no poço BP-01.....	64

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iv
RESUMO.....	v
ABSTRACT	vi
LISTA DE FIGURAS.....	vii
LISTA DE TABELAS	vii
SUMÁRIO	x
I. ASPECTOS INTRODUTÓRIOS	1
1. Introdução	1
2. Objetivos.....	2
3. Área de estudo	2
4. Material e métodos	3
II. REVISÃO DO CONHECIMENTO SOBRE O TEMA.....	10
1. Aspectos gerais sobre a história geológica da bacia	10
2. Paleontologia	16
3. Paleogeografia	18
4. Palinologia	25
5. Potencialidade paleoambiental e bioestratigráfica da palinologia	35
III. RESULTADOS	39
1. Poço 2-CA-1-RS.....	39
2. Poço 2-TG-96-RS	53
3. Poço BP-01	63
IV. CONCLUSÕES	73
V. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	76
ANEXO I.....	90
ANEXO II.....	93
ANEXO III.....	106

I. ASPECTOS INTRODUTÓRIOS

1. Introdução

Estudos micropaleontológicos de caráter taxonômico, bioestratigráfico e paleoecológico com diferentes grupos de microfósseis têm sido realizados a partir da segunda metade do século XX na Bacia de Pelotas. Microfósseis calcários (nanofósseis, ostracodes e foraminíferos) são conhecidos em depósitos de idades do Cretáceo até o Holoceno da bacia, com os quais zoneamentos bioestratigráficos foram elaborados, conforme sintetizado em Anjos-Zerfass *et al.* (2008). Dados de microfósseis de parede orgânica (palinologia) para a bacia são advindos, em sua grande maioria, de depósitos quaternários (vide síntese em Bauermann *et al.*, 2009), restritos à Planície Costeira no Estado do Rio Grande do Sul.

Um zoneamento palinoestratigráfico ainda é ausente, uma vez que em Regali *et al.* (1974ab) todas as bacias marginais brasileiras foram contempladas na elaboração das zonas baseadas em esporomorfos e dinoflagelados, exceto a Bacia de Pelotas. Embora haja o registro de um relatório interno realizado com base em palinomorfos (Daemon, 1969), somente nos últimos anos é que foi iniciada uma etapa de estudos palinológicos de forma sistematizada para a seção pré-quaternária da bacia, com ênfase na identificação taxonômica dos palinomorfos e de seu uso para fins de posicionamento bioestratigráfico e reconstituição paleoambiental e paleogeográfica. A maior parte desses estudos foi publicada de forma preliminar (Arai *et al.*, 2006; Fischer *et al.*, 2007, 2008a, 2008b; Premaor *et al.*, 2007, 2008; Silva & Souza, 2008, Silva *et al.*, 2008) ou em trabalhos monográficos inéditos (Arai, 2007; Kley, 2007; Fischer, 2008; Premaor, 2008; Silva, 2008). Como resultado dessas contribuições, dispõe-se somente de um trabalho completo publicado, para a seção Campaniana (Cretáceo Superior) da bacia (Premaor *et al.*, 2010).

Dessa forma, verifica-se a necessidade de aprofundamento dos estudos na referida bacia já que o potencial dos palinomorfos não foi devidamente explorado, podendo complementar e aprimorar os estudos com outros grupos fósseis (*e.g.*, foraminíferos, nanofósseis calcários e ostracodes).

2. Objetivos

Neste contexto este trabalho objetiva aprimorar o conhecimento sobre as variações paleoambientais ao longo do Neógeno da Bacia de Pelotas, utilizando palinomorfos, análise de palinofácies e o potencial bioestratigráfico do material analisado, de modo a fornecer elementos para a reconstituição paleogeográfica desta porção da margem brasileira.

- (i) Identificar matéria orgânica particulada (mop) presente em amostras selecionadas do Neógeno da Bacia de Pelotas para ampliar o conhecimento da paleobiodiversidade, testando o método palinológico na bacia;
- (ii) Datar as amostras analisadas utilizando palinomorfos;
- (iii) Reconhecer variações na distribuição da mop em cada nível, a fim de avaliar o significado paleoambiental dos distintos níveis analisados;
- (iv) Comparar os resultados obtidos com dados prévios (micropaleontologia, estratigrafia de seqüência, isótopos) para aprimorar as interpretações bioestratigráficas e paleoambientais entre diferentes setores da Bacia de Pelotas.

3. Área de estudo

A Bacia de Pelotas localiza-se no extremo sul da margem continental, apoiada sobre uma plataforma composta pelo Complexo Cristalino (Pré-Cambriano) e seqüências sedimentares e vulcânicas–paleozóica e mesozóica, da Bacia do Paraná. Sua origem está relacionada aos movimentos tectônicos que culminaram com a abertura do Atlântico Sul no Cretáceo Inferior.

A porção brasileira da bacia estende-se por 210.000 km² até a lâmina d'água de 2.000 m, com cerca de 40.000 km² emersos, entre os paralelos 28° e 34° Sul. Seu limite norte está posicionado no Alto de Florianópolis, com a Bacia de Santos, enquanto ao sul se estende até o cabo Polônio, no Uruguai, onde recebe o nome de Bacia del Este (Figura 1).

Ao longo do processo de abertura do Oceano Atlântico Sul, foram depositados mais de dez mil metros de sedimentos continentais, transicionais e

marinhos na bacia. Parte desta seqüência sedimentar está exposta na Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS) em uma ampla área de terras baixas (33.000 km²), ocupadas por um grande sistema de lagoas e lagunas costeiras (Villwock & Tomazelli 1995).

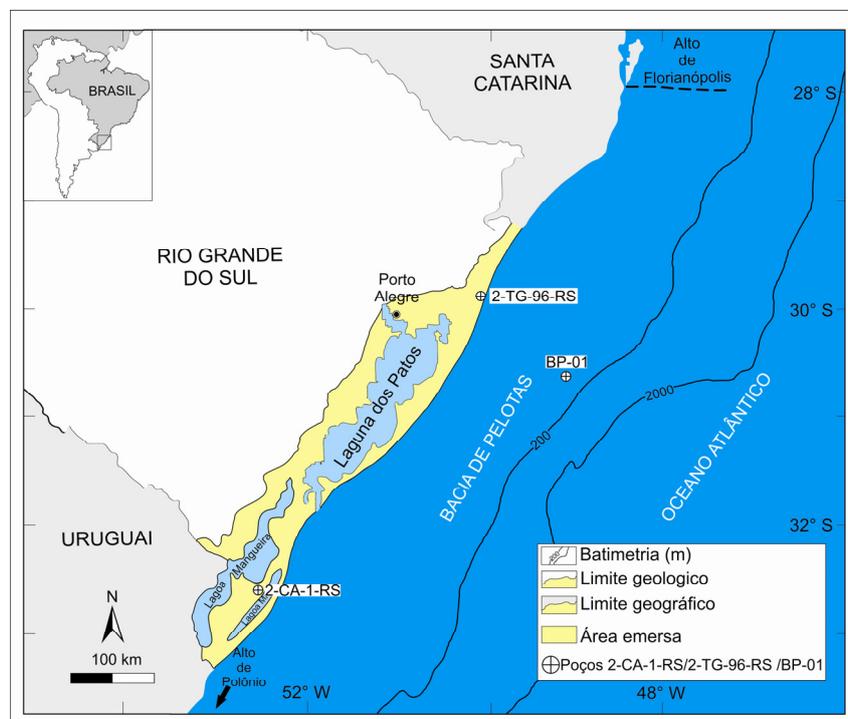


Figura 1. Localização da Bacia de Pelotas, limitada a norte pela Plataforma de Florianópolis e a sul pelo Alto de Polônio, com a locação dos poços 2-CA-1-RS, 2-TG-96-RS e BP-01.

4. Material e métodos

4.1. Materiais

Para realização deste trabalho foram utilizadas amostras provenientes de três poços: 2-CA-1-RS, 2-TG-96-RS, BP-01 perfurados na Bacia de Pelotas (Figura 1).

Do poço 2-CA-1-RS (Curral Alto), localizado na PCRS, entre a Lagoa Mirim e Mangueira, 20 amostras de testemunhos de sondagem, foram coletadas no intervalo entre 145 m e 262 m de profundidade (Figura 2), na maioria pelitos, alguns dos quais carbonáticos.

O poço 2-TG-96-RS foi perfurado na porção norte da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, próximo ao município de Capão da Canoa, é composto por

siltitos e argilitos intercalos com arenitos. Oito amostras foram coletadas em testemunhos de sondagem, no intervalo entre 73,50 m e 140,20 m de profundidade (Figura 2), priorizando-se as litologias finas.

O poço BP-01, perfurado na plataforma continental, consiste em uma seção de folhelho cinza. Onze amostras foram coletadas em testemunhos de sondagem, no intervalo entre 1301,15 m e 1308,55 m de profundidade (Figura 2). A relação completa dos níveis selecionados dos três poços é apresentada na Tabela 1.

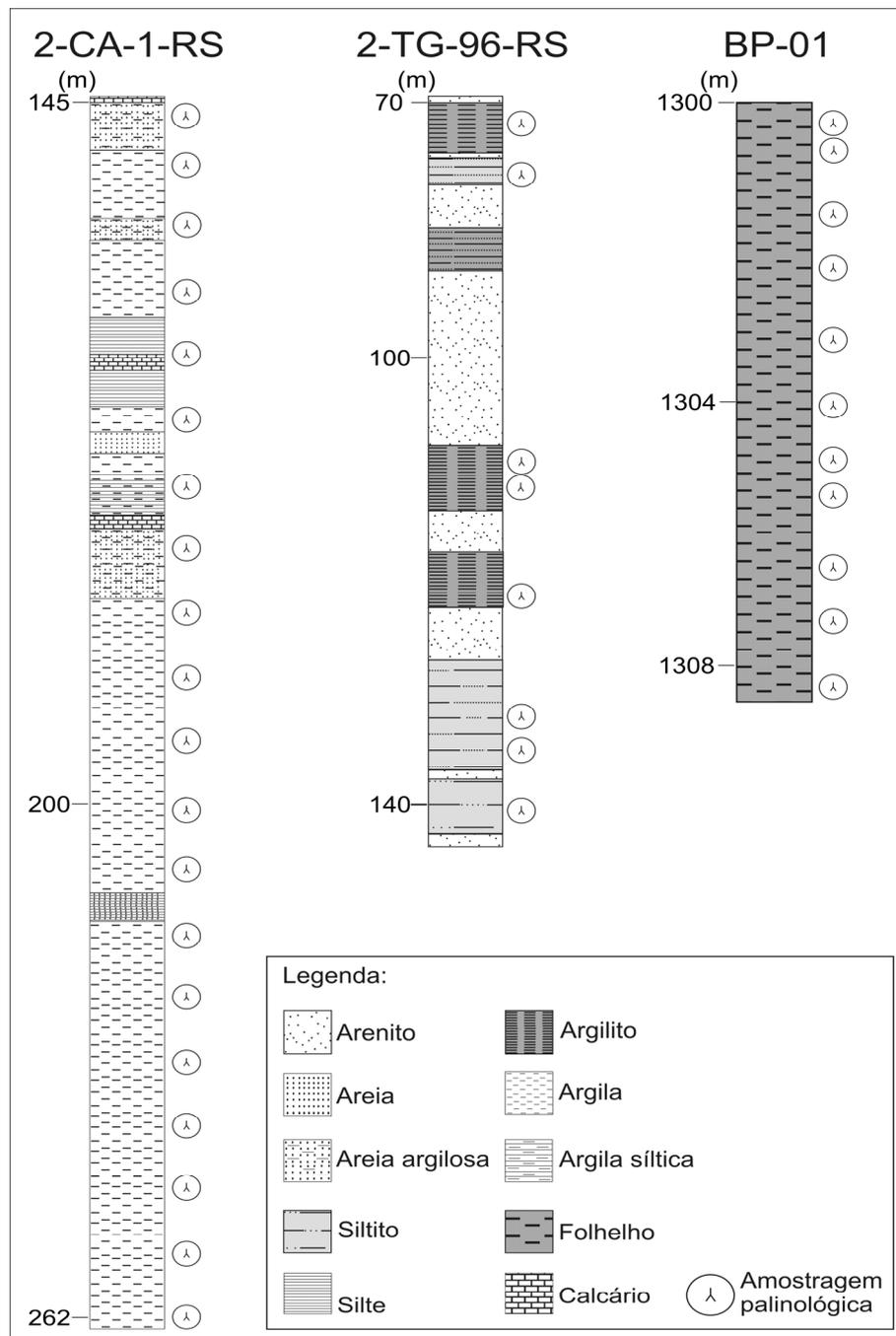


Figura 2. Perfil estratigráfico dos poços com representação dos níveis analisados. Os dados litológicos do poço 2-CA-1-RS são de acordo com Sanguinetti (1980), enquanto para os poços 2-TG-96-RS e BP-01 dispõe-se de Anjos (2009).

Tabela 1. Informações sobre a codificação das lâminas estudadas dos poços que compõem esta dissertação.

Poço	Profundidade (m)	Lâminas (MP-P)
2-CA-1-RS	145	6220
	148,05	6221
	154,15	6222
	160	5601-5613
	163,30	6223
	170	6224
	180	5614-5621
	190	5622-5634
	193,80	6225
	200	6226
	205	6227
	212	6228
	221	6229
	229	6230
	233	6231
	236	6232
	242,60	6233
248	5635-5645	
256,05	6234	
262	5646-5650	
2-TG-96-RS	73,50	5401-5411
	78,00	5441-5445
	113,60	5446-5450
	115,75	5412-5421
	128,90	5451-5455
	134,30	5422-5435
	137,90	5456-5460
	140,20	5436-5440
BP-01	1301,15	6167
	1301,75	6168
	1302,25	6169
	1302,65	6170-6172 5461-5465
	1303,60	6173-6175 5466-5470
	1304,05	6176
	1305,05	6177-6179
	1305,55	6180-6182 5471-5475
	1306,10	6183-6185 5476-5480
	1307,10	6186-6188 5481-5485
	1308,55	6189

4. 2. Processamento das amostras

As amostras foram processadas no Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia (DPE/IG/UFRGS). O material selecionado para os estudos de palinologia e palinofácies foi processado conforme metodologia padrão proposta por Wood *et al.* (1996), que compreende os procedimentos de desagregação física, dissolução dos constituintes minerais, concentração do resíduo orgânico e confecção de lâminas palinológicas. A seguir são descritas as etapas do processamento.

Foi utilizado cerca de 10 a 30 g de rocha para o processamento. A desagregação mecânica foi realizada em almofariz de porcelana procurando separar os fragmentos de dimensões entre 2-5 mm. O conteúdo foi peneirado em malha de 2 mm, a fração com dimensões inferiores a 2 mm foi descartada.

Para a dissolução dos minerais carbonáticos o material foi exposto a ação do ácido clorídrico (HCl 37%) até a saturação da reação. Para a dissolução dos minerais silicláticos, as amostras foram submetidas à ação química com ácido fluorídrico (HF 42%) por 24 h. Visando a eliminação de minerais neoformados (sílica gel) o resíduo foi submetido ao ataque de ácido clorídrico à quente, em chapa quente até atingir a temperatura de 60° C. Após cada etapa do tratamento químico, as amostras foram lavadas com água destilada até a neutralização do ph da solução.

Completado o processamento químico, as amostras foram passadas em peneira de 20 µm procurando-se concentrar o material entre 20-250 µm, resultando no resíduo palinológico, o qual foi acondicionado em recipientes de plásticos devidamente identificados. As lâminas foram confeccionadas a partir da colagem do resíduo em lamínulas com Cellosize e da colagem destas em lâminas com Entellan (cola).

Devido este trabalho ser constituído da análise de três poços e cada material apresentar características litológicas distintas, foi necessário após o processamento palinológico padrão empregar técnicas adicionais em algumas amostras. As amostras do poço 2-CA-1-RS mostraram alta concentração de matéria orgânica amorfa. Por isso, na amostra a 248 m foi empregado o método de oxidação para a remoção de parte da matéria orgânica amorfa que impedia a identificação dos demais grupos da mop presente nas lâminas. O método oxidativo utilizado consiste em adicionar KOH (10%) em uma porção do resíduo palinológico, deixando reagir por dez

minutos. A amostra do nível a 190 m foi submetida ao ultrassom por trinta segundos para separar a matéria orgânica amorfa dos palinomorfos.

Em todas as amostras foi utilizado o corante Safranina ou Fucsina para realçar os palinomorfos que devido ao seu estado de preservação (coloração/maturação) não eram passíveis de serem identificados na leitura de microscopia óptica das lâminas palinológicas. Todas as lâminas foram depositadas no Palinoteca do Museu de Paleontologia do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do Instituto de Geociências da UFRGS, sob codificação MP-P, conforme detalhamento na Tabela 1.

4.3. Análise em microscopia óptica

As lâminas confeccionadas foram analisadas nos microscópios ópticos Olympus BX-51 e BX-61, com aumento de 400x e 1000x, do Laboratório de Palinologia, Marleni Marques Toigo.

A análise qualitativa dos componentes da matéria orgânica particulada foi realizada em microscopia óptica de luz branca transmitida. A identificação taxonômica foi feita através da comparação dos táxons presentes nas lâminas com descrições e registros em trabalhos prévios.

Inicialmente, os palinomorfos foram separados em oito grupos: esporos, fungos, grãos de pólen de angiospermas, grãos de pólen de gimnospermas, algas, dinoflagelados, palinoforaminíferos e escolecodontes. Após esta etapa foram classificados em nível genérico e específico, quando possível.

4.4. Análise paleoambiental

4.4.1. Análise quantitativa

Na contagem de palinofácies, a cobertura da lâmina foi realizada com a utilização de um retículo cruzado graduado em ocular de 10x e objetiva de 20x, tendo sido contabilizada toda a matéria orgânica particulada (mop) que caiu no campo de visada, exceto aquelas com tamanho inferior a 10 μm , até contabilizar 300 partículas.

Na segunda contagem foram registrados todos os palinomorfos identificados na lâminas buscando contabilizar 300 palinomorfos por nível amostrado.

4.4.2. Análise estatística

Os dados estatísticos foram tratados no software TILIA, TGVIEW Grimm (1987, 1990) onde foram gerados gráficos de distribuição da mop nas amostras analisadas. Os gráficos representam percentualmente a concentração dos grupos da matéria orgânica pré-estabelecidos em relação ao conjunto de palinomorfos.

4.5. Documentação fotomicrográfica

Os táxons identificados foram registrados segundo as coordenadas das lâminas *England Finder*. Os espécimes mais representativos foram selecionados e fotodocumentados. A identificação taxonômica e as fotomicrografias dos materiais foram realizadas em microscopia óptica sob aumentos de 200x, 400x, 1000x, usando-se equipamento de captura de imagem acoplado ao microscópio óptico Olympus BX-61. Posteriormente, as imagens foram processadas nos softwares Corel *DRAW* e Corel *PHOTO-PAINT*.

4.6. Análise bioestratigráfica

Devido a ausência de zoneamentos disponíveis com cistos de dinoflagelados para o Neógeno ou com esporomorfos para essa porção da margem atlântica e, especialmente para a Bacia de Pelotas, há uma limitação quanto ao posicionamento bioestratigráfico do material aqui analisado uma vez que não se conhece o comportamento geral da sucessão destes microfósseis de parede orgânica nesta porção do Atlântico Sul. As idades atribuídas neste trabalho são baseadas na presença de dinoflagelados, esporos e grãos de polens observados nas amostras analisadas.

As amplitudes estratigráficas utilizadas para os cistos de dinoflagelados foram compiladas de estudos bioestratigráficos internacionais tais como Williams & Bujak (1985), Biffi & Manum (1988), Powell (1992), Head *et al.* (1993) e Williams *et*

al. (2004). Para os palinórfos terrestres o posicionamento bioestratigráfico são concernentes aos estabelecidos por Regali *et al.* (1974ab). Complementado as informações de amplitude estratigráfica dos palinórfos foram utilizadas as bases de dados TAXON (R.L. Ravn, comunicação pessoal, 2003) e Palynodata (2006).

II. REVISÃO DO CONHECIMENTO SOBRE O TEMA

1. Aspectos gerais sobre a história geológica da bacia

A Bacia de Pelotas é uma das bacias sedimentares da margem continental brasileira. Localizada na porção meridional, está apoiada sobre uma plataforma composta pelo Complexo Cristalino (Pré-Cambriano) e seqüências sedimentares e vulcânicas–paleozóica e mesozóica da Bacia do Paraná. Sua origem está relacionada aos movimentos tectônicos que culminaram com a abertura do Atlântico Sul, no final do Jurássico e início do Cretáceo.

O conhecimento geológico da bacia advém essencialmente de oito poços na seção *onshore* e seis poços na seção *offshore*, perfurados pela PETROBRAS S.A. Também foram utilizadas cinco sondagens realizadas pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) na porção emersa da bacia e um poço perfurado pelo Instituto Geológico del Uruguay na planície costeira, na região nordeste do Uruguai.

A porção brasileira da bacia estende-se por 210.000 km² até a lâmina d'água de 2.000 m, incluindo cerca de 40.000 km² de área emersa entre os paralelos 28° e 34° sul. Seu limite norte, com a Bacia de Santos, está posicionado no Alto de Florianópolis, enquanto o limite sul é marcado, geologicamente, pelo cabo Polônio com o Uruguai, cuja contigüidade é nomeada como Bacia del Este.

Os eventos geotectônicos que ocorreram no continente gondwânico no final do Jurássico e início do Cretáceo ocasionaram um processo gradativo de estiramento da litosfera, que resultou na separação dos continentes sul-americano e africano. Este evento foi denominado como reativação sul-atlantiana (Schobbenhaus *et al.*, 1984).

Em território brasileiro a bacia é a precursora da abertura do Oceano Atlântico Sul, entretanto, não guarda as feições resultantes da fase inicial deste episódio geotectônico. Não são ainda perfeitamente conhecidas e situadas as estruturas ligadas ao processo de formação inicial da bacia, no seu estágio rift-valley (Asmus, 1983). As feições características da fase tafrogênica do Cretáceo Inferior não foram identificadas, e as falhas do embasamento que ocorrem na Plataforma de Florianópolis e Bacia de Pelotas são atribuídas ao mecanismo dos basculamentos posteriores da margem

continental. A ausência de registros da fase da tectogenia deve-se provavelmente à destruição de suas expressões pelos ciclos erosionais cretácicos ou terciários que seguiram aos basculamentos (Gonçalves *et al.*, 1979).

Em termos de classificação, a bacia foi categorizada no Tipo V, de crosta intermediária costeira (Klemme, 1971), como bacia marginal subsidente preenchida por seqüências clásticas continentais e transicionais (Asmus & Porto, 1972), ou ainda “Rift” evoluindo para “Pull Apart” (Szatmar & Porto, 1982).

O acúmulo de sedimentos na Bacia de Pelotas iniciou-se no estágio oceânico com a deposição da “Seqüência do Mar” (Asmus, 1986). Durante o Aptiano (Cretáceo), enquanto se produzia o afastamento progressivo das massas continentais e a formação do piso oceânico a partir da Cordilheira Meso-Atlântica, este processo continuou ativo. Em sua maior parte, o pacote sedimentar acumulado na bacia é advindo do Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense, enquanto na porção norte, a proveniência é marcadamente oriunda das rochas vulcânicas, paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná.

A bacia foi preenchida por sedimentos e rochas vulcânicas desde o Cretáceo até o Recente, recebendo uma espessa seqüência de sedimentos que inclui, de forma predominante, folhelhos e arenitos, subordinadamente, carbonatos, conglomerados e rochas basálticas extrusivas. As rochas sedimentares formadas entre o Albiano–Aptiano e o Mioceno tiveram origem durante a etapa em que foi maior a atuação da subsidência tectônica na Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis. Após o Mioceno, ocorreu sensível contribuição da subsidência, a qual amplificou a subsidência tectônica, permitindo o desenvolvimento de um pacote sedimentar mais espesso e a deposição de rochas do Mioceno ao Recente sobre a região hoje ocupada por uma vasta planície costeira (Fontana, 1990).

Ao longo do processo de abertura do Oceano Atlântico Sul, foram depositados mais de dez mil metros de sedimentos continentais, transicionais e marinhos na bacia. Parte desta seqüência sedimentar está exposta na Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS) em uma ampla área de terras baixas (33.000 km²), ocupadas por um grande sistema de lagoas e lagunas costeiras (Villwock & Tomazelli, 1995).

Segundo Barboza *et al.* (2008), a configuração da bacia, as falhas normais e as linhas de flexura, paralelas à margem continental formam degraus escalonados. Em função dessa configuração, a cunha de sedimentos varia, na porção rasa a espessura de sedimentos não ultrapassa os 3.000 m, aumentando para as áreas mais profundas, nas quais são divididas em três compartimentos semi-isolados, atingindo os respectivos valores de 6.000; 7.000 e 8.000 m de norte para sul em seus depocentros.

1.1. Preenchimento Sedimentar

Em relação ao preenchimento sedimentar da Bacia de Pelotas, admite-se uma evolução semelhante às demais bacias da margem continental brasileira. A bacia iniciou mais cedo sua evolução como bacia marginal aberta que as demais, em virtude da abertura do Oceano Atlântico ter sido de sul para norte (Gonçalves *et al.*, 1979). Segundo Asmus (1986), o estágio oceânico é reconhecido por indícios de quiescência tectônica, progressiva subsidência da margem e registros de uma deposição sedimentar em ambiente dominado por condições marinhas francas (Seqüência do Mar).

Segundo Gonçalves *et al.* (1979), a fase de tafrogenia do Cretáceo Inferior da margem continental brasileira é marcada pela ocorrência de sedimentação fluvial e lacustrina. Entretanto não são encontrados registros desses depósitos na bacia, bem como das fases de proto-golfo e golfo. Os autores supracitados inferem que a ausência desses sedimentos é resultante da bacia não atingir o grau de restrição necessário para propiciar a deposição dos evaporitos, característicos das fases de proto-golfo e golfo.

Os sedimentos mais antigos perfurados são do Aptiano, Cretáceo Inferior (Arai, 2007), representativos do estágio de bacia marginal aberta, no qual se desenvolveu toda a coluna sedimentar da bacia, incorporando, posteriormente, sedimentação terciária e quaternária.

A proposta litoestratigráfica de preenchimento da bacia amplamente aceita foi apresentada por Dias *et al.* (1994). Os autores apresentaram a primeira carta estratigráfica, ilustrando os pacotes sedimentares de natureza continental e marinha e sua distribuição espacial. Entretanto, a carta estratigráfica tem um caráter genérico, não

representando todas as relações estratigráficas nem todas as variações de conteúdo litológico do pacote sedimentar.

Modelos geológicos sobre o preenchimento sedimentar da bacia foram propostos por diversos autores, tais como Gonçalves *et al.* (1979) e Fontana (1996), embasados em sismoestratigrafia e estratigrafia de seqüência, permitindo a formulação de cartas estratigráficas (Dias *et al.*, 1994; Bueno *et al.*, 2007). Segundo Bueno *et al.* (2007), os depósitos iniciais da bacia são pertencentes à Superseqüência Rifte (Cretáceo Inferior), subdividida em dois estágios: Rifte I, representado pelos basaltos da Formação Imbituba, e Rifte II, constituído pelas fácies siliciclásticas da Formação Cassino. A Supersequência Pós-Rifte, posicionada no Cretáceo Inferior é equivalente à suíte vulcânica da Formação Curumim. A Superseqüência Drifte engloba três fases: a fase inicial é representada por depósitos albianos de plataforma rasa a intermediária (carbonatos e siliciclásticos da Formação Porto Belo e evaporitos mais localizados da Formação Ariri); a fase intermediária é representada por depósitos transgressivos que se estendem do Albiano ao Oligoceno, compreendendo os termos pelíticos da Formação Atlântida, que gradam para margas e siltitos, interdigitando-se com os arenitos da Formação Tramandaí; a fase final é representada por uma cunha clástica regressiva do Neógeno, compreendendo fácies das formações Cidreira e Imbé (Figura 3).

A Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS) corresponde a uma região onde estão expostos os depósitos mais superficiais e proximais do pacote sedimentar acumulado da bacia (Tomazelli & Villwock, 2000). As flutuações climáticas que caracterizaram o período Quaternário possibilitaram a evolução desta planície, que contém dois tipos de sistemas deposicionais siliciclásticos: Sistema de Leques Aluviais e Sistema Tipo Laguna-Barreira. A PCRS cresceu durante o Quaternário, através do desenvolvimento de um amplo sistema de leques aluviais, situados em sua parte mais interna, próximo às áreas-fonte, e do acréscimo lateral de quatro sistemas deposicionais do tipo “Laguna-Barreira” (Villwock, 1984; Villwock & Tomazelli, 1995; Tomazelli & Villwock, 2000).

A implantação do Sistema de Leques Aluviais se deu na região mais rasa da Bacia de Pelotas, próximo às áreas fonte, devido à erosão do escudo pré-cambriano e do planalto. Este sistema foi retrabalhado em sua porção mais distal durante o Quaternário, em ambientes lagunares. Sua implantação, no entanto, deu-se, nesta parte interna e rasa da Bacia de Pelotas, provavelmente a partir do final do Neógeno. A

intensidade dos processos variou muito, controlada em grande parte pelas variações climáticas, com suas implicações nas taxas de precipitação e no desenvolvimento da cobertura vegetal. Há fortes evidências de que as flutuações entre climas áridos e úmidos que ocorreram no Neógeno (Neomioceno) e Quaternário tiveram grande influência no desenvolvimento deste sistema deposicional (Villwock & Tomazelli, 1995; Tomazelli & Villwock, 2000).

O segundo sistema deposicional reconhecido na PCRS é o Sistema Tipo Laguna-Barreira. Este sistema se desenvolveu para leste formando quatro barreiras que estão associadas aos sucessivos eventos transgressivos-regressivos pleistocênicos e holocênicos. Cada barreira se instalou, provavelmente, nos máximos transgressivos alcançados durante os últimos maiores ciclos glácio-eustático do Quaternário (Tomazelli & Villwock, 2000).

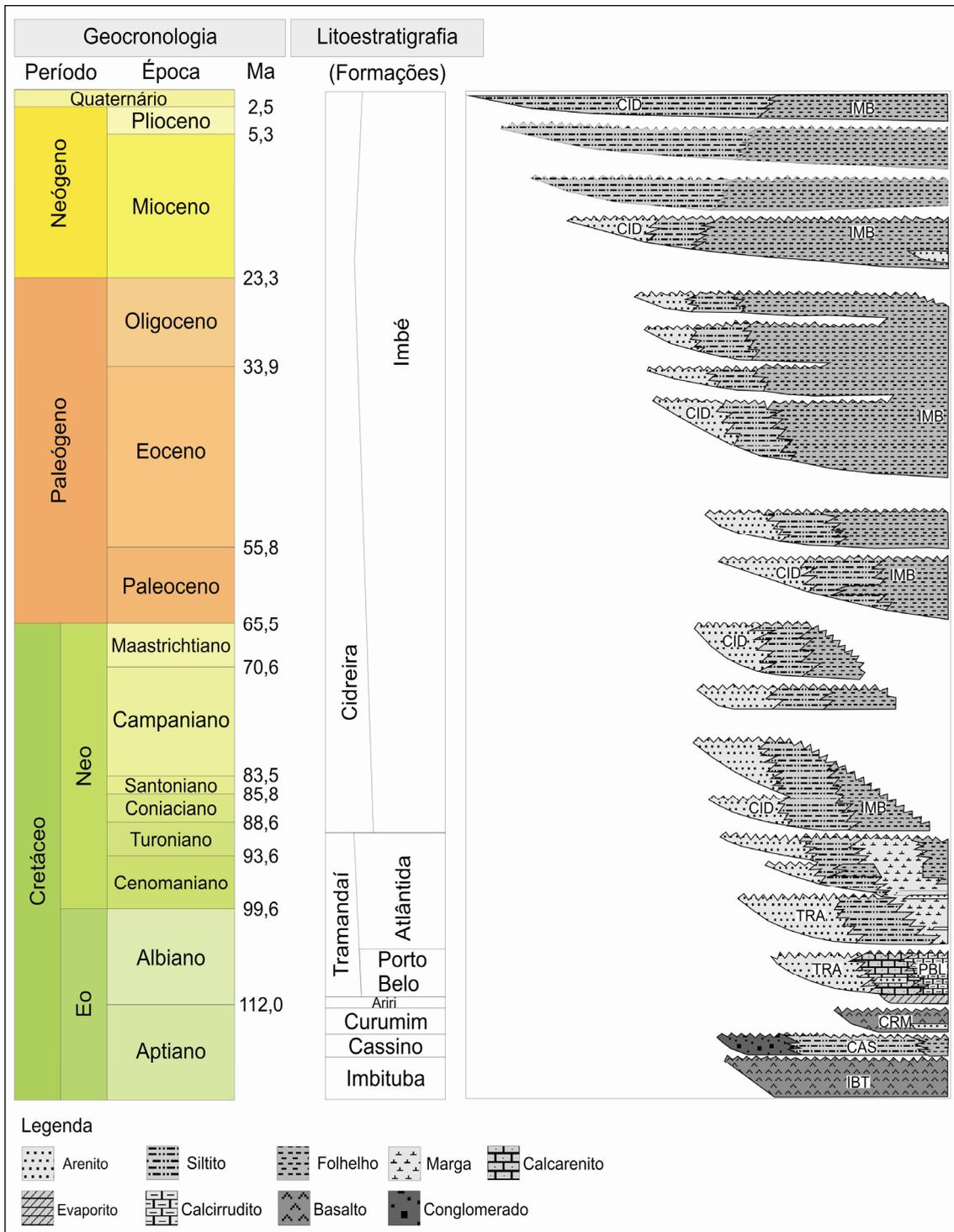


Figura 3. Carta cronoestratigráfica da Bacia de Pelotas (modificado de Bueno *et al.*, 2007).

2. Paleontologia

Embora haja trabalhos publicados sobre microfósseis ocorrentes na Bacia de Pelotas (Sekiguchi, 2002), a maioria das informações paleontológicas é relativa à microfósseis, além disso, os referidos microfósseis têm procedência restrita à PCRS, com idades mais recentes (quaternárias). A micropaleontologia da bacia tem sido objeto de muitos trabalhos. Diversos estudos bioestratigráficos, paleoecológicos e taxonômicos foram realizados com os diferentes grupos de microfósseis (foraminíferos, ostracodes, nanofósseis calcários e palinologia).

2.1. Microfósseis calcários e silicosos

Desde a segunda metade do século XX, um grande número de trabalhos foram realizados na bacia focando os microfósseis de composição calcárea ou silicosa. Destacando aqueles com maior representatividade no volume de estudos, foraminíferos (Closs, 1967, 1970; Closs & Madeira-Falceta, 1968; Madeira-Falceta *et al.*, 1980a, 1980b; Bertels *et al.*, 1982; Boltovskoy *et al.*, 1982; Koutsoukos, 1982; Boltovskoy *et al.*, 1983a, 1983b; Thiesen & Madeira-Falceta, 1984; Madeira-Falceta & Thiesen, 1988; Anjos, 2004; Anjos-Zerfass, 2009; Coimbra *et al.*, 2009), ostracodes (Sanguinetti, 1974, 1980; Ornellas, 1981; Kotzian & Eliert, 1985; Carreño *et al.*, 1997, 1999; Ceolin *et al.*, 2010), braquiópodes (Simões *et al.* 2008) diatomáceas (Hermany, 2009) e nanofósseis (Gomide, 1989; Gonçalves & Dehnhardt, 1999).

Gomide (1989) constitui o trabalho mais significativo sobre a bioestratigrafia da bacia. O autor realizou o estudo em 7 poços perfurados na porção *onshore* e 5 na porção *offshore* que permitiu estabelecer a biocronoestratigrafia da seção marinha da Bacia de Pelotas. A análise dos nanofósseis permitiu o fatiamento da bacia em 29 biozonas: sete para o Cretáceo, duas para o Paleoceno, seis para o Eoceno, quatro para o Oligoceno, sete para o Mioceno e uma para o Quaternário (Pleistoceno).

Nas perfurações em terra, a idade mais antiga corresponde ao intervalo superior do Eomioceno, estando esta idade representada nas perfurações de Mostardas e Graxaim. Na seção marinha foram recuperados sedimentos correspondentes ao Albiano/Cenomaniano, estando o Cretáceo Superior completo. O estudo permitiu o reconhecimento de um hiato na seção paleocênica da bacia.

2.2. Palinologia

Os trabalhos de cunho palinológico são, na sua grande maioria, calcados na análise dos sedimentos quaternários e restritos à porção emersa da bacia (PCRS). Os estudos buscaram identificar as mudanças ambientais (dinâmica da vegetação e alterações climáticas) na planície costeira ocorridas durante o Quaternário. Os trabalhos tiveram como base a identificação de elementos continentais (grãos de pólen e esporos, algas de água doce) e elementos marinhos (cisto de dinoflagelados, acritarcos, algas marinhas). Destacam-se no estudo da planície costeira: Neves (1991), Neves & Lorscheitter (1995), Lorscheitter & Dillenburg (1998), Werneck & Lorscheitter (2001), Marques-Toigo *et al.* (2002), Bauermann (2003), Meyer (2004), Medeanic (2006a, 2006b), Medeanic *et al.* (2000, 2006, 2007), dentre outros.

Nos últimos anos foi iniciada uma etapa de estudos palinológicos de forma sistematizada para seção pré-quaternária, com ênfase na identificação taxonômica dos palinomorfos e de seu uso para fins de posicionamento bioestratigráfico e reconstituição paleoambiental e paleogeográfica. A maior parte desses estudos foi publicada de forma preliminar (Arai *et al.*, 2006; Fischer *et al.*, 2007, Fischer *et al.*, 2008a, 2008b; Premaor *et al.*, 2007, 2008; Silva & Souza, 2008, Silva *et al.*, 2008). Além dos resumos apresentados em eventos foram desenvolvidas quatro monografias de conclusão de cursos (Kley, 2007; Fisher, 2008; Premaor, 2008 e Silva, 2008) e uma tese de doutorado (Arai, 2007). Até o momento somente trabalho de Premaor *et al.* (2010) foi publicado resultante dos estudos realizados nos últimos anos para seção pré-quaternária da bacia.

O trabalho de Arai (2007) constitui uma síntese de dados com base na sucessão das associações de dinoflagelados do Cretáceo (Aptiano-Maastrichtiano) da margem continental brasileira. Com base nas interpretações das suções dos dinoflagelados, o autor apresentou modelos paleobiogeográficos para o Atlântico Sul primitivo.

Kley (2007) estudou quatro amostras do poço 2-TG-96-RS, constatando sua natureza marinho e idades entre o Mioceno médio e superior.

Com base no estudo do conteúdo palinológico de seis amostras do poço BP-01, Fisher (2008) realizou inferências bioestratigráficas e paleoambientais, para

associações de dinoflagelados reconhecidas entre o Paleoceno superior e o Eoceno inferior, interpretada como de ambiente nerítico profundo.

A seção cretácea do poço BP-01 foi estudada por Premaor (2008) e Premaor *et al.* (2010), que posicionou o intervalo no Campaniano, caracterizado por elementos marinhos, indicativos de condições ambientais de plataforma, em águas relativamente calmas. Os autores registram nove espécies de dinoflagelados inéditas para as bacias costeiras brasileira e confirmam o padrão de ampla circulação oceânica instalado no Campaniano na bacia, ligando águas setentrionais e austrais do Atlântico Sul. Essa idéia já havia sido proposta por Arai (2007), com base no registro de dinocistos com comportamento biogeográfico cosmopolita.

Silva (2008) estudou cinco amostras do poço 2-CA-1-RS, com base no conteúdo palinológico do material sugeriu para a seção analisada posicionamento bioestratigráfico entre o Mioceno superior e o Quaternário e caracterizou como sendo de ambiente marinho.

3. Paleogeografia

Trabalhos de cunho paleogeográfico versando sobre a margem continental sul-americana são escassos. Arai (2007) propôs modelos paleobiogeográficos e paleoceanográficos baseados na sucessão de dinoflagelados ao longo da seção cretácea da margem continental brasileira. Devido ao fato da seção cretácea não ser o foco deste estudo, este trabalho não será abordado com profundidade.

Trabalhos de caráter estratigráfico e paleontológico (*e.g.*, Martinez & del Rio 2002; Perea & Martinez, 2004) realizados na Argentina e Uruguai identificam depósitos sedimentares de origem marinha, que marcam um grande evento transgressivo em parte da margem continental sul do continente sul-americano (Figura 4). Dados bioestratigráficos e isotópicos estabeleceram que a transgressão conhecida como “Mar Enterriense” se instalou no Mioceno superior (10 Ma). Estes depósitos sedimentares são reconhecidos no Uruguai na Formação Camacho e correlacionados com depósitos argentinos das formações Paraná e Puerto Madryn. Os depósitos marinhos registrados no Uruguai e Argentina são correlacionados com as formações Cidreira e Imbé descritas em Dias *et al.* (1994) para a Bacia de Pelotas.

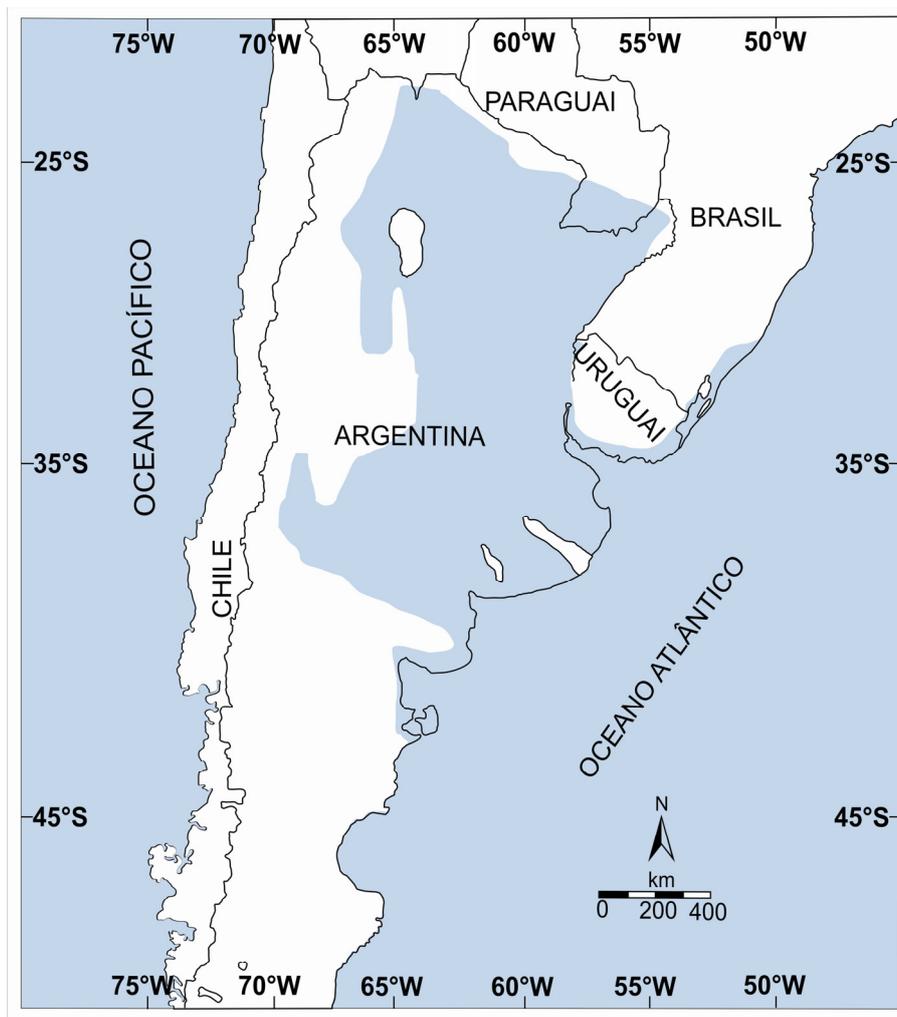


Figura 4. Extensão da transgressão marinha durante o Mioceno superior (modificado de Martinez & Del Rio, 2002 apud Perea & Martinez, 2004).

3.1. Paleoambientes pré-quadernários

Os estudos das faunas de ostracodes de oito perfurações localizadas na seção *onshore* da Bacia de Pelotas (2-MO-1-RS, 2-CI-1-RS, 2-CA-1-RS, 2-PS-1-RS, 2-OS-1-RS, 2-GA-1-RS, 2-PN-1-RS, 2-PJ-1-RS) realizado por Sanguinetti (1974, 1980) possibilitaram o posicionamento bioestratigráfico e caracterização paleomabiental do pacote sedimentar. A referida autora sugeriu idade miocena e interpretou os depósitos sedimentares como sendo característicos de ambiente de plataforma externa (50-200 m zona nerítica a infra-nerítica). Associação de ostracodes de idade miocena na porção onshore da Bacia de Pelotas possibilitou o reconhecimento de duas biozonas, duas subzona. A demarcação destas biozonas reflete as variações do nível do mar durante o Mioceno para referida bacia.

Ornellas (1981) estudou a fauna de ostracodes de sete perfurações (2-MO-1-RS, 2-CI-1-RS, 2-CA-1-RS, 2-PS-1-RS, 2-GA-1-RS, 2-PN-1-RS, 2-PJ-1-RS), identificou variações do nível do mar durante o Plioceno e o Quaternário, caracterizando diferentes tipos de paleoambientes que vão desde transicional continental a plataforma externa (Figura 5) e propôs um biozoneamento de caráter informal para a bacia. A autora propôs quatro zonas de associação, a mais antiga posicionada tentativamente no Plioceno, enquanto que às demais foram atribuídas idade quaternária (Anjos-Zerfass *et al.* 2008). A seguir segue as interpretações paleoambientais segundo a autora.

O intervalo da perfuração 2-CA-1-RS (238,60-230,40 m) de característica continental foi depositado durante um pequeno evento regressivo. Este evento não foi registrado nos poços de Mostardas e Cassino. Os sedimentos dos intervalos de 2-CA-1-RS (230,40-135,85 m), 2-CI-1-RS (258-108 m), 2-MO-1-RS (288-207 m), provavelmente foram depositados pelo primeiro evento transgressivo na área do poço de Curral Alto, uma fauna marinha de águas rasas, que seria contemporânea a fauna de ostracodes característicos de plataforma interna, dos intervalos correspondentes dos poços 2-CI-1-RS (213-162 m) e 2-MO-1-RS (249-237 m).

3.2. Paleoambientes quaternários

A fauna de ostracodes encontrada nos intervalos de 2-CA-1-RS (135,85-132,80 m), 2-CI-1-RS (108-103,70 m) foi correlacionada, indicando simultaneidade na deposição em ambiente de água doce a oligohalina. A deposição deste ambiente seria devido à formação de charcos costeiros, eventualmente invadidos por água mixohalina provenientes de lagunas vizinhas (Ornellas, 1981). Os níveis de 2-MO-1-RS (207-201 m) foram depositados sincronicamente aos intervalos das duas perfurações anteriores. O poço de Mostardas (2-MO-1-RS), no auge do segundo evento transgressivo, apenas atingiu a formação de uma laguna com pobre deposição de ostracodes mixohalinos.

Na perfuração de Povo Novo (2-PN-1-RS) não foi possível estabelecer os limites para este evento. Na sondagem de Graxaim não se encontrou fauna marinha, não permitindo estabelecer correlações com os demais poços para o segundo evento transgressivo do Quaternário da bacia.

Os intervalos de 2-CA-1-RS (135,85-132,80 m), 2-CI-1-RS (108-103 m), 2-MO-1-RS (159-120 m), 2-PS-1-RS (93-75 m), 2-PJ-1-RS (85-75 m) foram depositados durante o segundo evento transgressivo do Quaternário. A rica fauna de ostracodes, depositados durante este segundo evento transgressivo, caracterizam para as perfurações (2-CA-1-RS; 2-CI-1-RS; 2-MO-1-RS) o mesmo ambiente costeiro com aporte mixohalino próximo ao continente. Os sedimentos dos intervalos equivalentes dos poços (2-PS-1-RS; 2-PJ-1-RS), durante este evento transgressivo, estariam em áreas topograficamente mais elevadas que as perfurações citadas anteriormente.

Nas sondagens de Cassino (2-CI-1-RS) e Mostardas (2-MO-1-RS), área onde a sedimentação foi contínua, durante a terceira fase regressiva, houve a alternância de fauna de ostracodes mixohalinos (ambiente lagunar) que teriam sido depositados no auge desta regressão e a fauna marinha de ambiente praiial. Nas demais perfurações, este evento regressivo depositou intervalos estéreis em fauna marinha, de provável ambiente continental.

As seqüências sedimentares de 2-CA-1-RS (123,65-59,60 m), 2-CI-1-RS (69-42 m), 2-MO-1-RS (90-81 m), 2-PS-1-RS (75-63 m), 2-PJ-1-RS (75-24 m), 2-PN-1-RS (90-27 m) possivelmente foram depositadas durante a terceira fase regressiva. Na área da perfuração de Curral Alto, durante este evento regressivo, pode-se supor que tenha havido pequenas flutuações do nível do mar, marcadas nas seqüências de 2-CA-1-RS (123,65-59,60 m) ambiente deposicional de origem continental, intercalado com o nível 2-CA-1-RS (98-84 m) com uma fauna representativa de ambiente mixohalino lagunar.

Os intervalos de 2-MO-1-RS (81-15 m), 2-CI-1-RS (42-12 m), 2-CA-1-RS (59,60-18,94 m), 2-PS-1-RS (63-15 m), 2-PN-1-RS (27-18 m) apresentam associações com espécies correlacionáveis e contemporâneas, de simultânea deposição em ambiente marinho costeiro com influência mixohalina, correspondente à terceira transgressão marinha. Este evento transgressivo teria atingido com baixa intensidade as áreas das perfurações 2-PN-1-RS (27-18 m) com escassa fauna de ostracodes, associados às conchas de moluscos fragmentadas, sugerindo ambiente lagunar ou uma linha de praia.

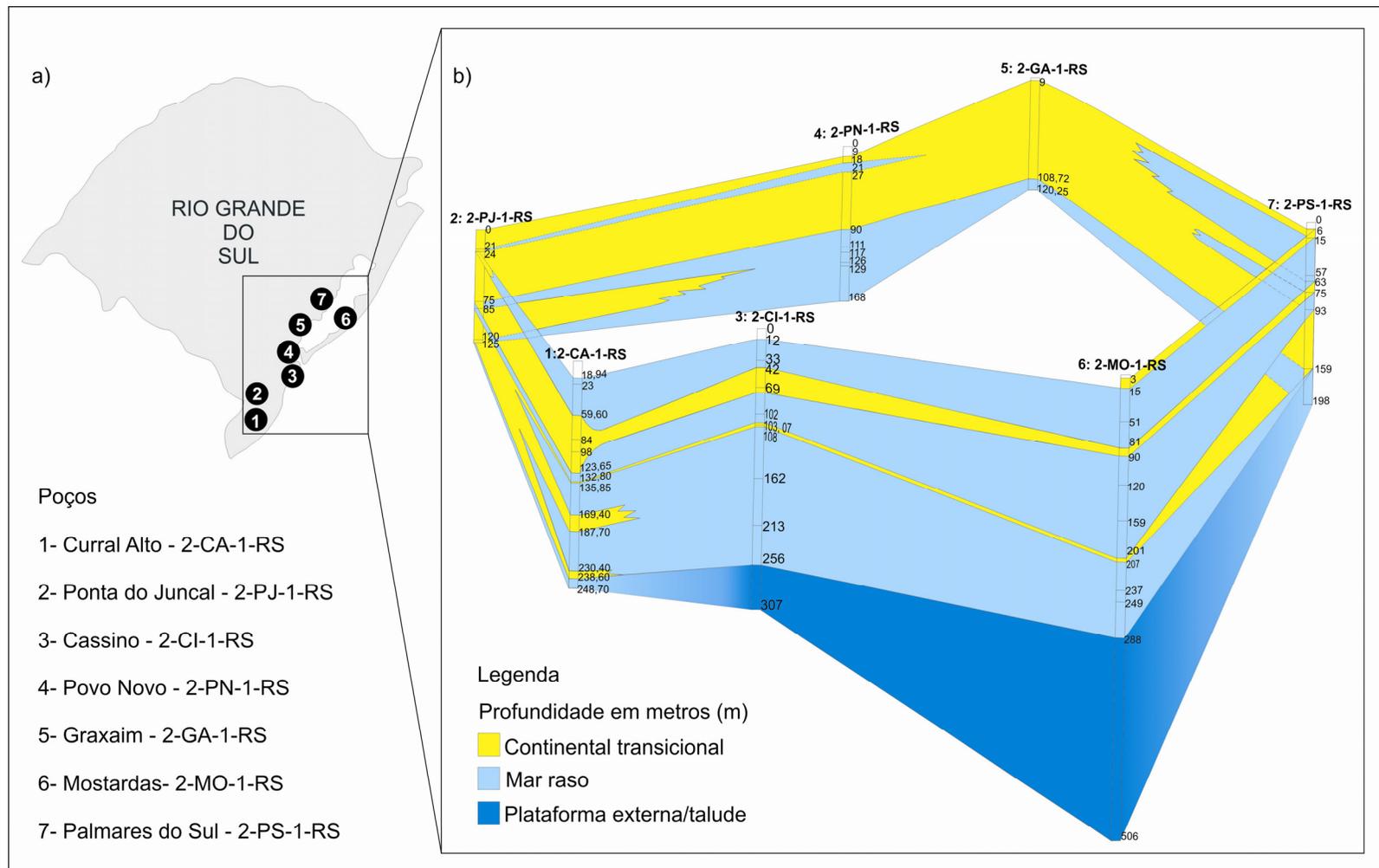


Figura 5. a) Localização dos poços na PCR. b) Blocodiagrama das variações do nível do mar durante o Neógeno superior e Quaternário na Bacia de Pelotas (modificado de Ornelas, 1981).

A paleogeografia da plataforma sul e sudeste brasileira está relacionada aos episódios transgressivos e regressivos do nível do mar. Registros destes eventos foram impressos, de uma maneira ou de outra, sobre a plataforma e o talude continental e, através da análise dos mesmos, é possível reconstituir a evolução paleogeográfica e geológica desta região (Corrêa *et al.*, 1996; Corrêa & Villwock, 1996). Os trabalhos mais significativos que sintetizam o conhecimento paleogeográfico desta porção da margem continental são: Corrêa *et al.* (1996), Corrêa & Villwock (1996), Martins *et al.* (1996).

A plataforma continental brasileira entre Cabo Frio (RJ) e o Chuí (RS), em linhas gerais, apresenta uma morfologia bastante homogênea. A plataforma tem largura média de 130 km (Corrêa *et al.*, 1996). A declividade da plataforma continental sul-brasileira oscila entre 1: 500 / 1: 700 nas regiões mais estreitas (Cabo Frio, RJ; Cabo de Santa Marta, SC, e Mostardas, RS), e nas regiões mais largas a declividade fica entorno de 1: 1000 e 1: 1350. O valor médio da profundidade da linha de quebra da plataforma continental sul-brasileira pode ser considerado de aproximadamente -120 m (Corrêa *et al.*, 1996).

A porção da plataforma sul entre Mostardas e o Chuí (RS) apresenta-se mais ampla, com inúmeros vales e bancos arenosos construídos por paleodrenagens fluviais no período de nível de mar mais baixo. Esta é a área mais retrabalhada morfologicamente de toda a plataforma sul (Corrêa *et al.*, 1996; Corrêa & Villwock, 1996).

A partir de trabalhos realizados na década de 70, 80 e 90 pode-se tomar como base a isóbata de -120 m como limite da regressão do último máximo glacial. Podemos considerar o nível de -120/-130 m como o limite da máxima regressão pleistocênica ocorrida a 17,5 ka (Corrêa *et al.*, 1996; Corrêa & Villwock, 1996; Martins *et al.*, 1996).

Nos estudos realizados por Corrêa *et al.* (1996) e Corrêa & Villwock (1996), sobre a morfo-sedimentologia da plataforma continental brasileira entre Cabo Frio e o Chuí, foram identificadas oito diferentes províncias texturais na plataforma sudeste e sul (Figura 6). A análise das províncias morfo-sedimentares depositadas na plataforma de Cabo Frio e do Chuí, durante o último máximo glacial e retrabalhadas durante a transgressão holocênica, possibilitou reconstituir a evolução paleogeográfica da área estudada. Os autores estabeleceram três fases que caracterizam a evolução

paleogeográfica da plataforma sudeste e sul brasileira durante o último evento transgressivo do Quaternário (17,5-6,5 ka).

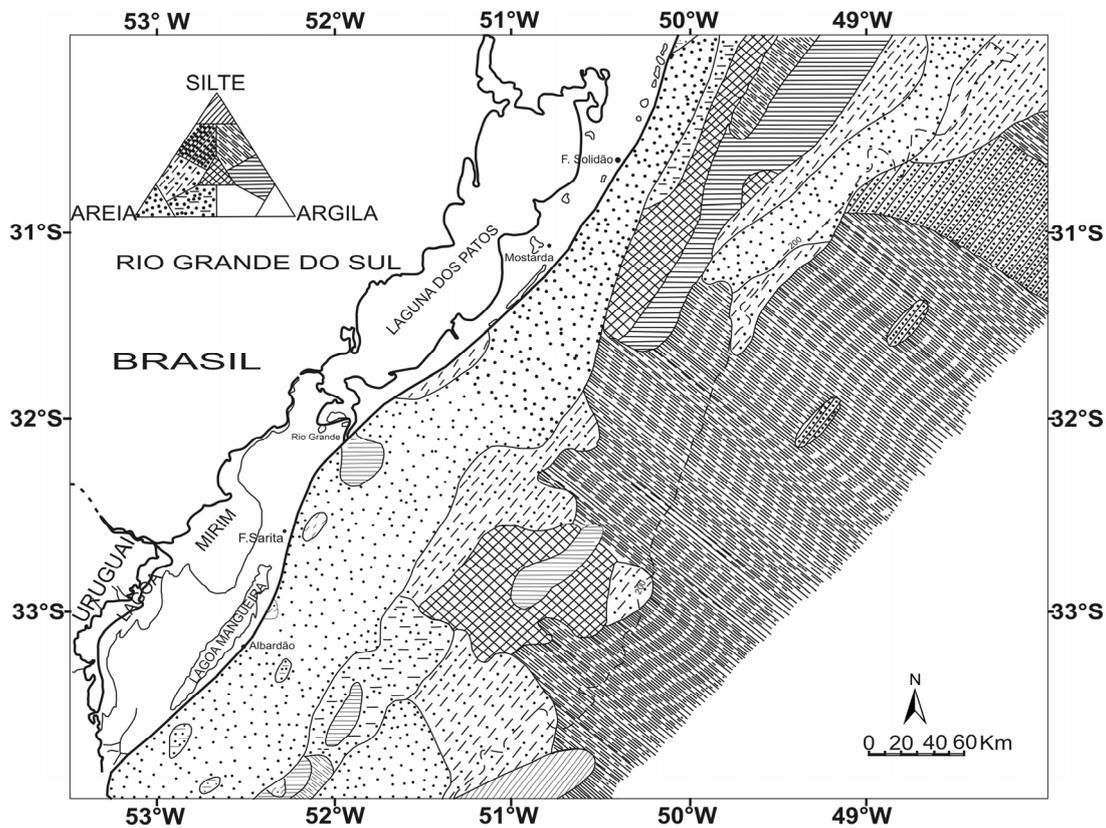


Figura 6. Mapa da distribuição textural dos sedimentos superficiais da plataforma continental entre Tramandaí (RS) e Chuí (RS) (modificado de Corrêa et al., 1996).

4. Palinologia

4.1. Conceitos e generalidades

A Palinologia é um ramo das Geociências que estuda a matéria orgânica particulada (mop) recuperada em sedimentos e rochas sedimentares, incluindo grãos de pólen produzidos pelas angiospermas e gimnospermas, esporos produzidos por pteridófitas e briófitas, além de algas, fungos e outros fragmentos de organismos. O termo foi criado por Hyde & Williams (1944) para definir o estudo relativo aos grãos de pólen das angiospermas e das gimnospermas, esporos das pteridófitas e briófitas (Barth, 2004).

Numa investigação palinológica frequentemente são encontrados diversos outros microfósseis de parede orgânicos denominados palinomorfos. O termo palinomorfo compreende esporomorfos (grãos de pólen de angiospermas e gimnospermas, esporos de briófitas e pteridófitas), esporos e corpos frutíferos de fungos, cisto de dinoflagelados, escolecodontes, palinoforaminíferos, quitinozoários, algas prasinófitas e acritarcos.

Os palinomorfos são constituídos por moléculas orgânicas extremamente resistentes, compostas de esporopolenina (no caso dos esporomorfos), quitina ou pseudoquitina, ou afins a essas, e possuem grande potencial de fossilização. Mesmo tendo uma alta resistência, a esporopolenina pode ser destruída por inúmeros processos e agentes: deposição em ambiente oxidante; ambientes alcalinos; temperaturas elevadas (intrusões vulcânicas) e recristalização de minerais no sedimento. Além destes, a carbonificação gerada pela elevação gradual de temperatura com progressivo soterramento pode alterar substancialmente a composição e coloração dos palinomorfos (Traverse, 1988). Apresentam dimensões que variam de 5-500 μm e são encontrados no registro geológico desde o Proterozóico ao Recente (Figura 7). Devido a sua ampla dispersão geográfica e alta resistência, os microfósseis são encontrados em diversos tipos de ambientes (Figura 8). A seguir serão abordados os grupos que ocorrem no material aqui analisado. Os comentários que seguem a respeito dos palinomorfos em nenhum momento tem como objetivo esgotar o assunto e sim apresentar um panorama geral e sucinto sobre cada grupo.

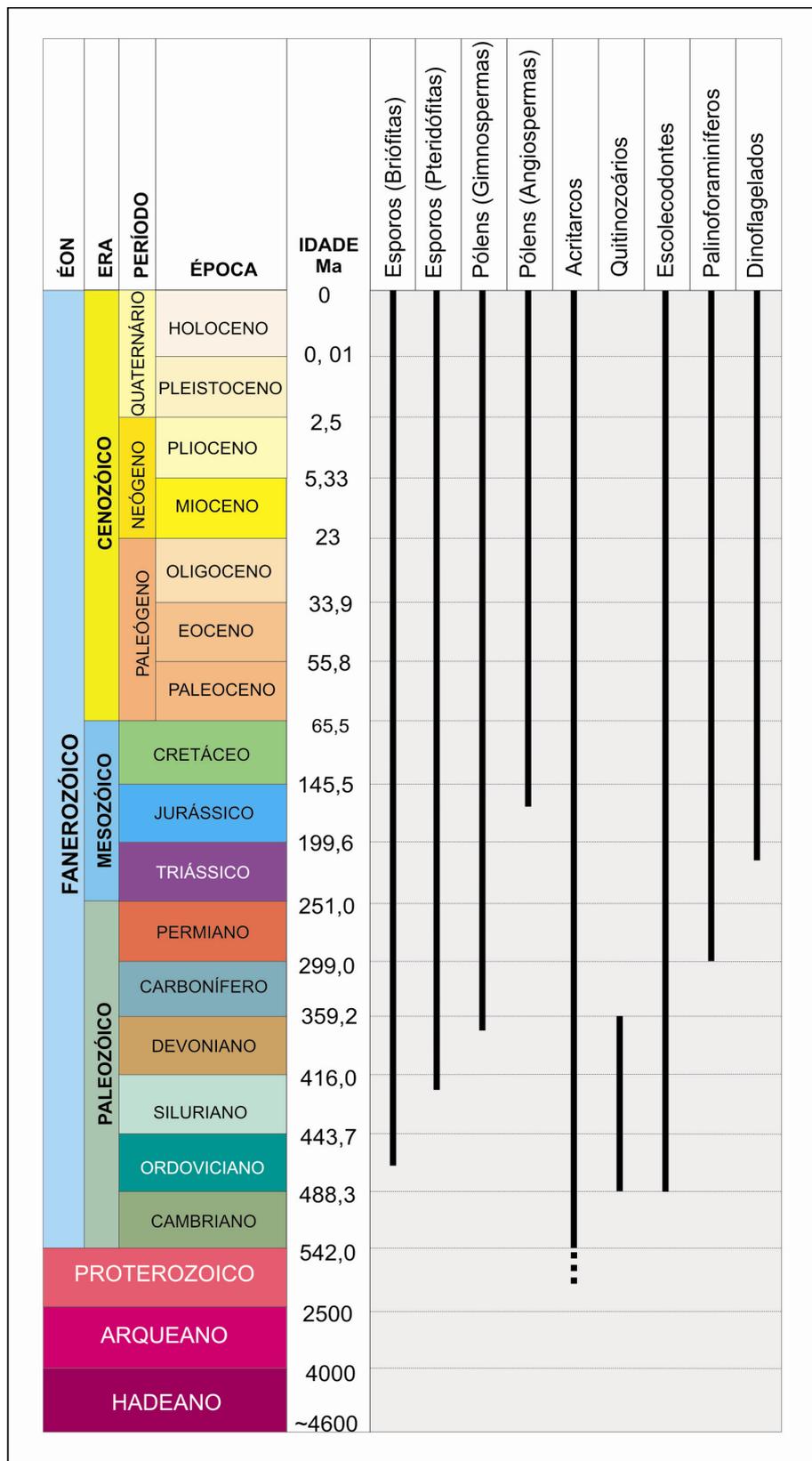


Figura 7. Distribuição geocronológica dos grupos dos palinomorfos (compilado da literatura).

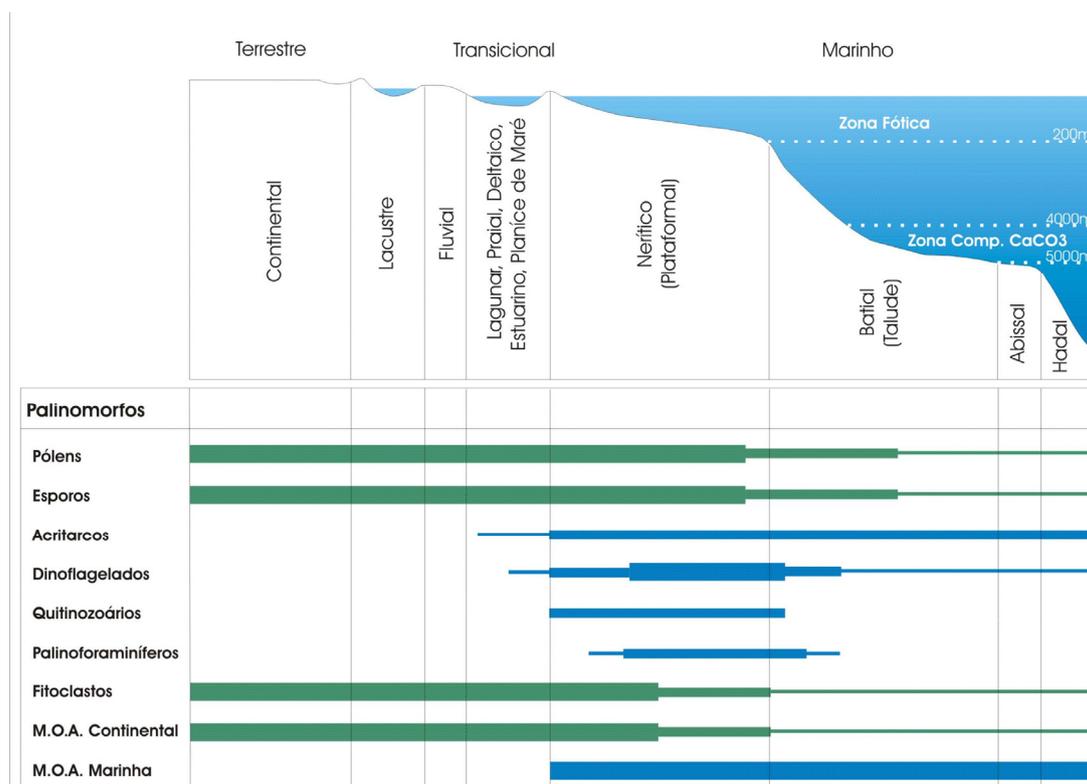


Figura 8. Distribuição ambiental dos palinóforos (modificada de Seyve, 1990; *apud.*, Antunes & Melo, 2001).

4.2. Palinóforos Continentais

4.2.2. Grãos de Pólen e Esporos

Para garantir o sucesso de sua reprodução as plantas produzem pólen e esporos em larga escala. Após a liberação da planta-mãe, os grãos sofrem transporte por diferentes agentes, se distribuindo por grandes áreas e podendo ser encontrados a longas distâncias de seu local de origem.

Pólenes são células reprodutivas masculinas dos vegetais terrestres superiores (Gimnospermas e Angiospermas). A função do pólen é transportar o gametófito até o órgão reprodutor feminino, onde ocorre a fertilização. Contudo, a maior parte dos grãos de pólen não alcança esse destino, restando como partículas nos sedimentos, aos quais são introduzidos e passam a integrar sua constituição litológica, como componente orgânico.

Para o estudo de grãos de pólen e esporos, é necessário o entendimento das principais características morfológicas que estão relacionadas ao tamanho, à forma, às aberturas, à ornamentação e à estrutura. O processo de dispersão dos grãos de pólen é chamado de polinização e é realizado por diversos agentes: vento (anemófila), insetos (entomófila), pássaros (ornitófila) e pela água (hidrófila). Os grãos de pólen são encontrados no registro geológico desde o Carbonífero ao Recente (Gimnospermas) ou Jurássico Superior ao Recente (Angiospermas).

Os esporos são células cuja função é a de reprodução das plantas inferiores (briófitas e pteridófitas), fungos e algas. O esporângio é a estrutura responsável pela produção dos esporos nos vegetais primitivos. Os esporos são formados a partir de uma célula-mãe, que sofre o processo de meiose, dando origem a quatro células filhas. Quando maduros, os esporângios liberam os esporos que são transportados pela água e pelo vento. Os esporos são encontrados no registro geológico desde o Ordoviciano ao Recente.

Devido a sua ampla dispersão, os grãos de pólen e esporos são comumente aplicados em estudos paleoecológicos, bioestratigráficos e paleoclimáticos. Nos depósitos subaquosos de uma bacia, pólenes e esporos são elementos alóctones por natureza. Em função dessa característica e da acentuada dispersão, esses grãos são os únicos elementos microflorísticos que permitem correlações estratigráficas entre depósitos formados em diferentes contextos ambientais (Antunes & Melo, 2001).

Além disso, alguns tipos de algas continentais ocorrem comumente nas preparações palinológicas. *Botryococcus* é um gênero de alga clorofícea colonial, conhecido desde o Carbonífero e indica ambientes de água doce, assim como *Pediastrum*.

4.3. Palinomorfos Marinhos

4.3.1. Dinoflagelados: generalidades

São organismos unicelulares eucariontes do Reino Protista. Os dinoflagelados atuais em sua grande maioria são distinguidos pela presença do dinocarionte, uma forma de núcleo eucariótico onde os cromossomos se tornam visíveis

durante todo ciclo de vida. Possuem pigmentos carotenóides (*denoxantina* e *peridina*) responsáveis pela coloração laranja-avermelhada, responsável pelo fenômeno da maré-vermelha, quando ocorre a superproliferação de certas espécies (gênero *Gonyaulacysta* e *Gymnodinium*).

Os dinoflagelados fósseis (dinocistos) possuem uma composição química bastante diversificada (calcária, silicosa e orgânica) sendo a última predominante, constituída de dinosporina (substância semelhante à esporopolenina). Podem medir de 20-150 μm . Os organismos vivos ocasionalmente produzem tecas (estrutura envoltória da célula, celulósica e não fossilizável). Estas tecas apresentam dois flagelos utilizados na locomoção dos dinoflagelados na água (Arai & Lana, 2004). A nutrição dos dinoflagelados pode-se dar de duas formas heterotróficas ou autotróficas, sendo a última predominante. Cistos de dinoflagelados são encontrados no registro geológico desde o Triássico Superior. Apresentam notável diversificação, especialmente no Cretáceo e Paleogeno, com diminuição significativa em direção ao Quaternário (Arai & Lana, 2004; Arai, 2007). Os cistos fósseis são utilizados em estudos de cunho bioestratigráfico e paleoambiental.

Ciclo de vida

Durante o ciclo vital os dinoflagelados apresentam dois estágios distintos: móvel (planctônico), caracterizado pela teca, e imóvel (bentônico), caracterizado pelo *cisto*. Os cistos (única parte fossilizável) são incorporados ao sedimento do fundo dos corpos d'água (fase bentônica).

As tecas apresentam dois flagelos locomotores: um dos flagelos é localizado numa cavidade no sentido longitudinal chamada sulco enquanto o outro flagelo se encontra numa abertura equatorial chamada cíngulo. As tecas são células haplóides (**n**), contêm o núcleo celular com metade da carga genética, dando origem a outras células haplóides através de sucessivas divisões mitóticas (reprodução assexuada). Em um certo momento do ciclo as tecas haplóides juntam-se (reprodução sexuada) dando origem a uma outra célula diplóide (**2n**) (Figura 9).

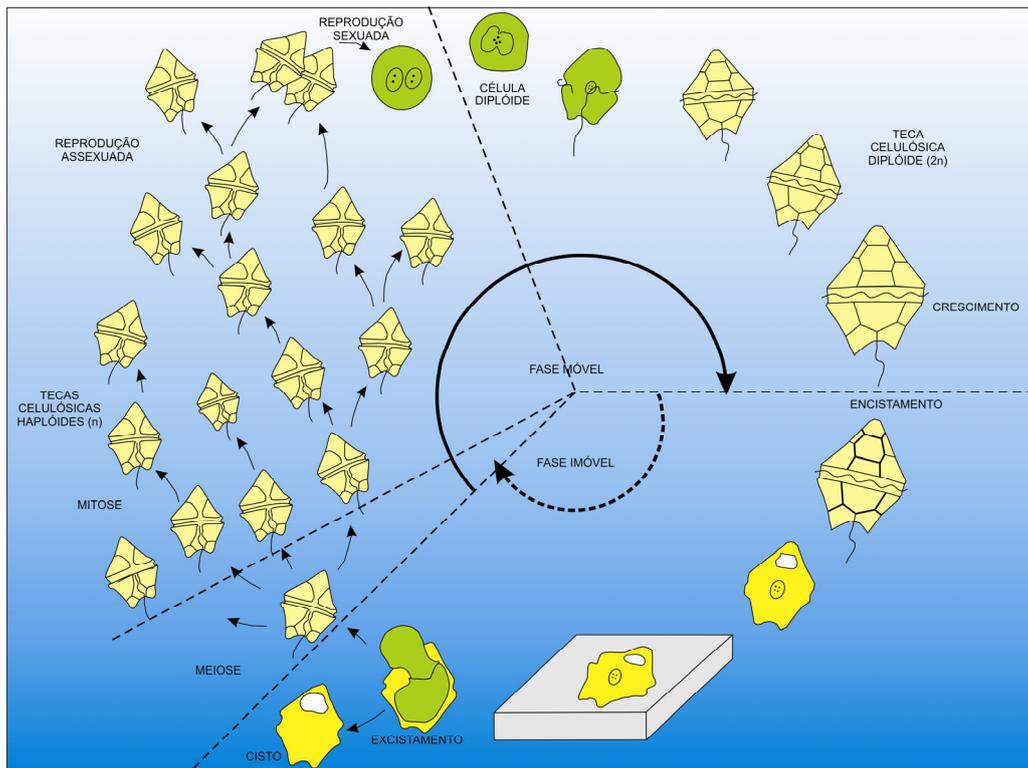


Figura 9. Ciclo de vida esquemático de um dinoflagelado produtor de cisto. Este é formado no início da fase imóvel do ciclo, sendo a única parte fossilizável do dinoflagelado (modificada de Evitt, 1985 *apud.*, Arai & Lana, 2004; Arai, 2007).

Quando o cisto está pronto os dinoflagelados perdem a parede celulósica. Em condições ambientais desfavoráveis os dinoflagelados reduzem sua atividade metabólica e se mantêm em estágio de letargia dentro dos cistos esperando que as condições ambientais se tornem favorável novamente. Assim reiniciando o seu ciclo de vida.

Os dinoflagelados são morfologicamente variados. Sua parede celulósica (teca) é organizada em placas. O número e arranjo das placas é conhecido como tabulação. O conhecimento da organização das placas tecais é de suma importância para classificação taxonômica dos dinoflagelados. Foram criados diversos sistemas para classificação do arranjo das placas tecais, denominados sistemas “Edwards”, “Taylor”, “Evitt”, “Kofoid” e “Eaton” (Ferreira, 2004). O sistema mais utilizado é o introduzido por “Kofoid” (Arai & Lana, 2004; Ferreira, 2004). Para reconhecer um dinoflagelado é preciso que o organismo apresente as seguintes estruturas: cingulo (cintura transversal), sulco (depressão longitudinal) e uma abertura (arqueopilo) (Figura 10).

Ecologia dos Dinoflagelados

Os dinoflagelados podem ser encontrados nos mais diversos meios desde continentais de água doce (fluviais e lacustres) a marinhos (transicionais, estuarinos, costeiro e oceânico). Os dinoflagelados compõem grande parte do plâncton exercendo uma importante função na base da cadeia alimentar dos sistemas marinhos modernos. Entre as espécies atuais de dinoflagelados, cerca de 90% são de ambiente marinho, constituindo 20% do fitoplâncton (Monteil *et al.*, 1993, *apud.*, Arai & Lana, 2004; Ferreira, 2004). Os condicionantes ambientais como temperatura, salinidade, luminosidade, disponibilidade de nutrientes são essenciais para o seu ciclo vital.

A isoterma de 15-16 °C é um fator limitador da distribuição geográfica nos oceanos para a maioria das espécies viventes de dinoflagelados. Podem ser distinguidas espécies cosmopolitas, temperadas, tropicais e intertropicais, cujas distribuições são controladas pelas grandes faixas de isotermas latitudinais (Arai & Lana, 2004; Arai, 2007).

A salinidade das águas também influencia na distribuição dos dinoflagelados. Espécies oceânicas vivem em concentrações de sais entre 20‰ e 30‰, e raramente em concentrações superiores a 40‰ (Arai & Lana, 2004; Arai, 2007).

Os dinoflagelados se concentram na sua grande maioria na zona fótica da coluna d'água. Concentram-se preferencialmente em profundidades entre 20 e 70 m em águas claras e nos primeiros 10 m em condições de águas turvas (Arai & Lana, 2004; Arai, 2007).

A disponibilidade de nutrientes no ambiente é um fator crucial para o desenvolvimento do ciclo vital dos organismos. Os dinoflagelados como os demais componentes do fitoplâncton, são fortemente dependentes das quantidades de nitratos e fosfatos dissolvidos, sendo a ausência destes um fator limitante ao seu desenvolvimento (Arai & Lana, 2004; Arai, 2007). Em zonas de ressurgência, devido à alta disponibilidade de nutrientes, os dinoflagelados podem atingir florações tão grandes ocasionando o fenômeno da maré vermelha causando um grande impacto no ecossistema.

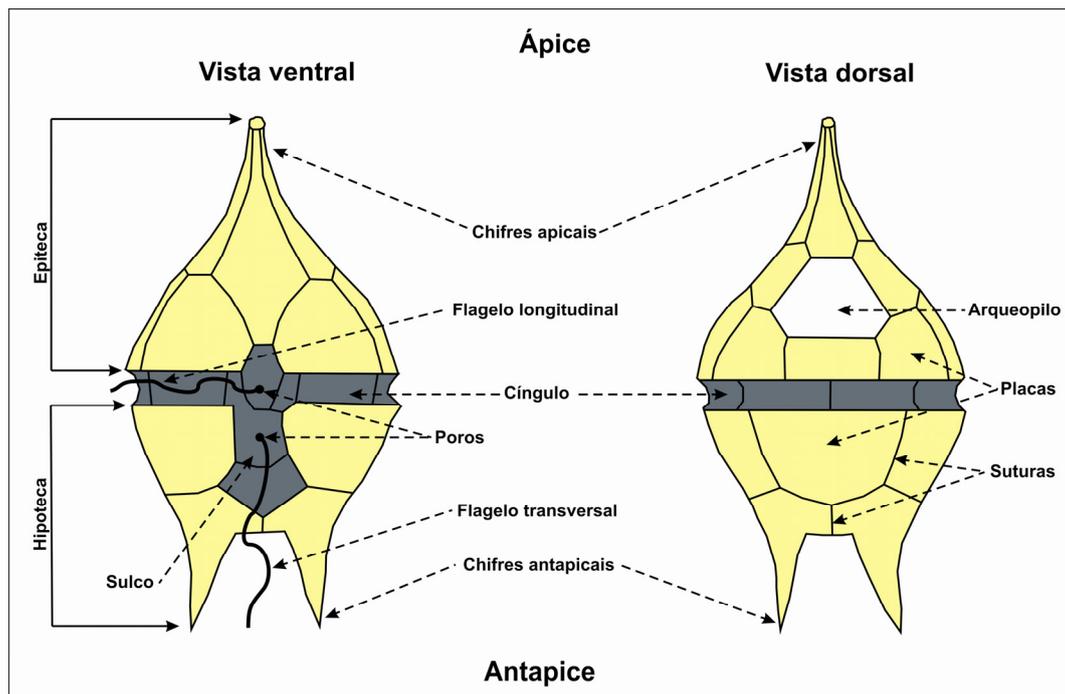


Figura 10. Principais feições da teca (vista ventral) e do cisto ideal correspondente (vista dorsal) de um dinoflagelado peridinióide (modificada de Arai & Lana, 2004).

4.3.2. Palinoforaminíferos

Acredita-se que os palinoforaminíferos são testas orgânicas dos foraminíferos que resistem ao processamento palinológico. Contudo, esta hipótese ainda não foi comprovada. Esta problemática advém da ausência de provas conclusivas se estes representam revestimento interno de testas calcárias ou silicosas de foraminíferos planctônicos e/ou bentônicos, ou então, representam foraminíferos verdadeiros segregadores apenas de testa orgânica (Ferreira, 2004).

Inúmeros autores tentaram relacionar os palinoforaminíferos às famílias Rotaliidae e Textulariidae Wetzel (1938), Muller (1959), Taugoudeau & Poingnat (1964), Cohen & Guber (1968) e Tyson (1995) (Ferreira, 2004). Podemos apontar que um dos problemas sobre o estudo deste grupo é a taxonomia. Ao longo do tempo diversas tentativas de classificação foram propostas.

Cada autor considerou diferentes critérios propondo realizar a taxonomia. Os parâmetros utilizados na tentativa de taxonomizar este grupo de microfósseis foram: (i) dimensões, são utilizados diferentes termos para definir restos de foraminíferos menores do que 150 μm ; (ii) biológico, Déak (1964) propôs o termo formal supragenérico *Scytianascia*. Esta última foi uma tentativa de abranger somente as

formas segregadoras “exclusivamente de carapaça orgânica”, até novos gêneros foram criados para acomodar os exemplares; (iii) classificação informal, Pantic & Bajaktarevic (1988) criaram o termo palinoforaminífero com o objetivo de tornar mais fácil a descrição destes microfósseis presentes nas preparações palinológicas. Stancliffe (1989, 1996) apresentou um esquema informal descritivo de classificação. A classificação elaborada pelo autor é baseada em parâmetros morfológicos (morfotipos), em que o principal fator usado é a relação entre as câmaras.

Mesmo com tantas controvérsias, os palinoforaminíferos são amplamente aplicados nas interpretações paleoambientais e paleogeográficas, pois sempre são registrados em depósitos sedimentares de origem marinha ou com influência marinha no seu período de formação. Discussões abrangentes sobre os palinoforaminíferos podem ser encontradas em Stancliffe (1989, 1996), Ferreira & Carvalho (2002) e Ferreira (2004). Os palinoforaminíferos são encontrados no registro geológico desde o Permiano ao Recente.

4.4. Outros palinomorfos

4.4. 1. Escolcodontes

Escolcodontes são restos do aparelho mastigatório de anelídeos poliquetas de cor escura variando de marron a preta. Morfológicamente são variáveis, sendo a maioria de forma alongada, em placas com paredes duplas e denticulas ao longo de uma margem (Ferreira, 2004). Os escolcodontes são encontrados no registro geológico desde o Ordoviciano Inferior ao Recente, entretanto são mais numerosos e diversificados no Ordoviciano Superior, Siluriano e Devoniano (Szaniawski, 1996). Discussões mais aprofundadas sobre os escolcodontes podem ser encontradas em Szaniawski (1996), Ferreira (2004) e Traverse (2008). Devido o registro deste grupo de palinomorfos em sedimentos continentais do Paleógeno das bacias de Resende e Bonfim e folhelhos do Gráben de Casa de Pedra (Lima & Dino, 1984; Lima & Amador, 1985; Lima *et al.*, 1994), os escolcodontes não são aqui classificados como de natureza exclusiva marinha.

4.4. 2. Esporos e corpos frutíferos de fungos

Os fungos são organismos que podem ser encontrados tanto em ambiente marinho como continental. Os fungos foram individualizados dos palinórfos continentais e marinhos por apresentar possibilidade de reproduzir em ambientes continentais e marinhos (Ferreira, 2004).

São representados no registro fóssil pelos esporos e frutificações (hifas). Raramente produzem tecidos duros e resistentes, deixando poucos exemplares fósseis nas seqüências sedimentares, sendo os filamentos simples ou ramificados (hifas), esporos e corpos de frutificação seus principais representantes (Elsik, 1996). Os esporos e as hifas fósseis têm grande similaridade com as formas viventes de fungos devido à organização celular.

São utilizados como indicadores paleoambientais indicando condições de umidade. Os fungos deixaram seu registro em quase toda a coluna geológica. Entretanto é a partir do Mesozóico que seu registro torna-se freqüente e diversificado.

4.5. Fitoclastos

Fitoclastos são partículas originadas de vegetais terrestres durante o processo tafonômico, sendo considerados elementos alóctones. Os fitoclastos são distinguidos em duas categorias: os fitoclastos lenhosos e os não-lenhosos. Os fitoclastos lenhosos são caracterizados pela alta concentração de linhita, sendo mais resistentes ao transporte, devido a sua alta resistência suportam o processo de fossilização. Os fitoclastos não-lenhosos são os tecidos celulósicos e tecidos epidermais dos vegetais (*eg.* cutículas). Como não apresentam linhita em sua composição são menos persistente ao transporte e têm menor percentual de preservação.

4.6. Matéria orgânica amorfa (MOA)

Além dos palinórfos e fitoclastos já descritos anteriormente, numa lâmina palinológica ocorrem outras partículas constituídas de material orgânico que não são passíveis de identificação devido o seu estado de conservação dentro de nenhum dos grupos de palinórfos. Assim, diante dessa impossibilidade, tais partículas são genericamente denominadas de matéria orgânica amorfa (Antunes & Melo, 2001).

O principal constituinte da matéria orgânica amorfa (MOA) é o fitoplâncton que habitava o corpo aquoso. A produção da matéria orgânica amorfa é homogênea ao longo da zona fótica do corpo d'água. Devido à diferença da energia hidrodinâmica do meio, a deposição e preservação da matéria orgânica amorfa ocorre nas posições mais distais. Assim, altas proporções relativas de matéria orgânica amorfa podem sugerir uma deposição mais distante das fontes ativas de matéria orgânica terrestre (Antunes & Melo, 2001).

5. Potencialidade paleoambiental e bioestratigráfica da palinologia

A palinologia tem grande potencialidade nas reconstituições paleoambientais, pois a presença dos palinomorfos nos sedimentos e rochas sedimentares expressam as condições ambientais nas quais estes depósitos foram formados. A ocorrência desses restos orgânicos pode informar a idade (período de deposição) e as condições ecológicas, ambientais e climáticas que reinavam em um determinado sítio sedimentar, enquanto a sedimentação se processava (Antunes & Melo, 2001). O estudo da matéria orgânica contida em sedimentos e rochas sedimentares revela as interações entre biosfera e geosfera (Tyson, 1995).

A palinologia, através das reconstituições paleoambientais, trabalha com o número máximo de parâmetros (quantitativos e qualitativos) possíveis para uma interpretação mais fidedigna das condições ambientais que imperava durante o período da sedimentação. Ao se abordar quantitativamente uma população fóssil, faz-se necessário definir alguns índices estatísticos que serão importantes para sua caracterização. Há duas formas de abordagem: geral, levando-se em conta todos os grupos fósseis observados, ou parcial, onde apenas um ou poucos grupos são considerados (Antunes & Melo, 2001). Os parâmetros quantitativos utilizados com mais frequência nas reconstituições paleoambientais são: abundância, frequência e diversidade, conforme discutido em Antunes & Melo (2001).

A quase totalidade dos palinomorfos é de origem alóctone, ou seja, são depositados relativamente longe da planta mãe ou do habitat em vida. Palinomorfos autóctones são praticamente escassos e se referem à esporomorfos encontrados *in situ* em esporângios conectados à planta-mãe. Alguns palinomorfos podem ser depositados próximo da planta-mãe ou, como no caso dos dinoflagelados, enterrados na lama

durante parte de seu ciclo vital (encistamento), onde se fossilizam. Nesses casos, podem ser considerados para-autóctones. Algumas características texturais e de preservação podem denunciar essa origem. Esporos encontrados em tétrades indicam proximidade do sítio deposicional em relação à planta mãe, isto é, pouca ação de transporte. Por sua vez, o transporte é denunciado, principalmente, pelas condições de preservação dos palinomorfos. Espécimes bem preservados indicam pouco transporte ou ação hidro ou aerodinâmica ineficiente, sendo o contrário verdadeiro.

Os esporos e grãos de pólen, em razão ampla distribuição geográfica devido aos seus inúmeros agentes de dispersão (insetos, água, corrente atmosférica), podem ser encontrados em diferentes ambientes (tanto continentais ou marinhos) (Figura 8). Analisando seu estado de preservação podemos inferir se estes palinomorfos sofreram grandes processos de transporte podendo ser considerados elementos alóctones

Já os organismos (dinoflagelados, palinoforaminíferos) que vivem em ambientes aquáticos (lagos, lagunas e mar) quando morrem são depositados no substrato (lama) do corpo d'água sofrendo pouco ou nenhum processo de transporte (Figura 8). Estes organismos podem ser considerados autóctones por viverem fixos ao substrato do corpo d'água (caso sejam bentônico) ou para-autóctone caso vivam na coluna d'água (quando planctônicos). Portanto, refletem as condições ambientais predominantes naquele ecossistema no período da sedimentação.

Dessa forma, a análise quantitativa e qualitativa (preservação e textura) dos palinomorfos é de essencial importância no estudo da reconstituição dos processos deposicionais e do ambiente sedimentar. Os estudos dos deslocamentos relativo da linha de costa são importantes, pois os mesmos podem estar diretamente relacionados às oscilações do nível do mar. Uma das formas da palinologia realizar reconstituições paleoambientais é empregando o método palinofaciológico.

5. 1. Palinofácies

O termo palinofácies foi primeiramente forjado por Combaz (1964), como sendo o estudo palinológico da assembléia total de matéria orgânica particulada (mop) contida em sedimentos e rochas sedimentares seguida da remoção da sua matriz mineral através do ataque desta com ácido clorídrico (HCl) e fluorídrico (HF). Desde

então este conceito vem sofrendo modificações por diferentes autores tais como Tyson (1993, 1995) e Traverse (1994).

Simplificadamente, palinofácies é a caracterização qualitativa e quantitativa da matéria orgânica particulada (mop) contida nos sedimentos e nas rochas sedimentares. O método palinofaciológico objetiva a identificação dos componentes particulados individuais, a determinação de suas proporções relativas e absolutas, incluindo suas dimensões e seu estado de preservação.

A análise por palinofácies envolve o estudo integrado de todos os aspectos das assembléias de matéria orgânica, tais como: identificação dos componentes particulados individuais (querogênio), determinação de suas proporções relativas e absolutas, seus tamanhos e estado de preservação (Carvalho *et al.*, 2005). Tyson (1995) define querogênio como sendo a matéria orgânica residual (palinomorfos, fitoclastos, matéria orgânica amorfa) isolada de uma rocha sedimentar após a completa dissolução da matriz mineralógica por ácidos clorídrico e fluorídrico.

A análise das distintas palinofácies identificadas dentro de uma seqüência deposicional, que apresenta modificações nas fácies relacionadas com a variações do nível do mar e influência terrígena, assume grande importância nas reconstituições ambientais (Meyer *et al.*, 2005). A análise de palinofácies representa uma interpretação geológica do material orgânico sedimentar (Trigüis & Araujo, 2001).

A caracterização paleoambiental através do método palinofaciológico consiste na utilização dos parâmetros obtidos a partir da análise qualitativa e quantitativa da mop. Os parâmetros de palinofácies servem de subsídios para a interpretação às distintas palinofácies identificadas dentro de uma seqüência deposicional, que apresenta modificações nas fácies relacionadas.

Estes parâmetros representam tendências de dispersão de seus componentes, controladas por fatores ambientais, tais como: processos deposicionais, hidrodinâmica, influxo fluvial, variações do nível relativo do mar, entre outros (Meyer *et al.*, 2005). Discussões mais aprofundadas sobre os parâmetros de palinofácies são encontradas em Tyson (1993, 1995) e Trigüis & Araújo (2001).

5.2. Bioestratigrafia

O objetivo da bioestratigrafia é a datação relativa de camadas contendo fósseis, bem como sua comparação com outras de mesmo conteúdo fossilífero a fim de se estabelecer correlações estratigráficas a curtas e longas distâncias utilizando-se para tal o seu conteúdo fossilífero. Devido a relativa abundância nos depósitos sedimentares, os microfósseis de parede calcária, silicosa e orgânica, constituem as ferramentas mais importantes para fins bioestratigráficos.

A palinologia tem sido aplicada, com extremo sucesso, na resolução de inúmeros problemas geocientíficos tais como a paleobiogeografia, paleoclimatologia, paleogeografia, interpretação e caracterização de ambientes deposicionais. Contudo, a bioestratigrafia (datação relativa) e correlações a curtas e longas distâncias de depósitos sedimentares permanecem sendo uma das principais aplicações da palinologia.

Os palinomorfos fornecem importantes contribuições a datação relativa e correlações de depósitos sedimentares, pois são encontrados nos mais diferentes ambientes (Figura 8) e deixaram seu registro em quase toda a coluna geológica (Figura 7). A aplicabilidade da palinologia na estratigrafia se deve ao fato que os palinomorfos, ao contrário dos demais fósseis, são comumente encontrados em rochas formadas tanto em ambientes continentais e marinhos favorecendo assim a correlação de depósitos de origem marinha e continental (Christopher & Goodman, 1996). Devido ao fato de os palinomorfos não apresentarem um controle litofaciológico, a palinologia tem sido extensivamente aplicada no estudo estratigráfico de praticamente todas as bacias da margem continental brasileira (*e.g.*, Regali *et al.*, 1974ab; Dino, 1992; Lana, 1997) e também nos trabalhos nas bacias intracratônicas (*e.g.*, Daemon & Quadros, 1970; Souza, 2006).

III. RESULTADOS

Neste capítulo são expostos os resultados das análises palinológicas realizadas nos poços 2-CA-1-RS, 2-TG-96-RS e BP-01. Os dados são apresentados por poço, de forma seqüencial para facilitar o entendimento de seus respectivos resultados. A lista taxonômica com os táxons identificados nos três poços é apresentada no anexo 1, no anexo 2 é exposta a fotodocumentação dos palinomorfos (estampas 1 a 6) mais representativos das amostras analisadas. No anexo 3 consta a carta de aceitação para a publicação dos resultados do poço 2-CA-1-RS na forma de artigo na revista *Geologia Usp-Série Científica*.

1. Poço 2-CA-1-RS

1.1 Táxons identificados e qualidade da matéria orgânica particulada

Das vinte amostras analisadas, cinco amostras as associações são relativamente abundantes e diversificada, permitindo análise bioestratigráfica e paleoambiental, embora com restrições em alguns níveis, quinze apresentaram baixa recuperação de palinomorfos, com predomínio de matéria orgânica amorfa ou fitoclastos (conforme apresentado na Figura 11). Como resultado, a distribuição estratigráfica apresentada é baseada nas ocorrências dessas cinco amostras, considerando a escassez de palinomorfos nas demais.

Os palinomorfos recuperados no poço incluem palinomorfos continentais: esporos, grãos de pólen, esporos de fungos; marinhos: cistos de dinoflagelados e palinoforaminíferos; além de escolocodontes. Esses microfósseis ocorrem em proporções distintas, evidenciado pelos respectivos valores da distribuição relativa. Doze espécies de dinoflagelados foram identificadas, sendo os gêneros *Spiniferites* e *Selenopemphix* os mais comuns. O primeiro é mais freqüente nos níveis basais (248 e 262 m) e o segundo nas amostras superiores (160, 180 e 190 m). Dinoflagelados dos níveis basais apresentam-se fragmentados e severamente amassados, sendo melhor preservados nos níveis mais superiores. Uma característica

comum aos dinoflagelados de todos os níveis é a coloração hialina, que muitas vezes os tornam imperceptíveis, ressaltados com o uso de corante.

Palinoforaminíferos, em sua grande maioria, em ótimo estado de preservação, ocorrendo poucos espécimes fragmentados. Nos níveis basais apresentam cor acastanhada, enquanto nos níveis superiores a coloração oscila entre amarelo claro até hialino. Escolecodontes têm ótimo estado de preservação, com coloração acastanhada. Grãos de pólen e esporos apresentam estado de preservação entre regular a ótimo, com cores de castanho a hialino. Espécimes do gênero *Botryococcus* (Chlorococcales) apresentam bom estado de preservação e coloração amarela bem clara.

Adicionalmente, dois espécimes bem preservados de esporos retrabalhados foram registrados a 160 m de profundidade, atribuídos a *Murospora florida* (Balme) Pocock 1961 (Jurássico Inferior/Cretáceo Inferior) e *Appendicisporites* sp., gênero comum entre o Cretáceo e o Paleógeno.

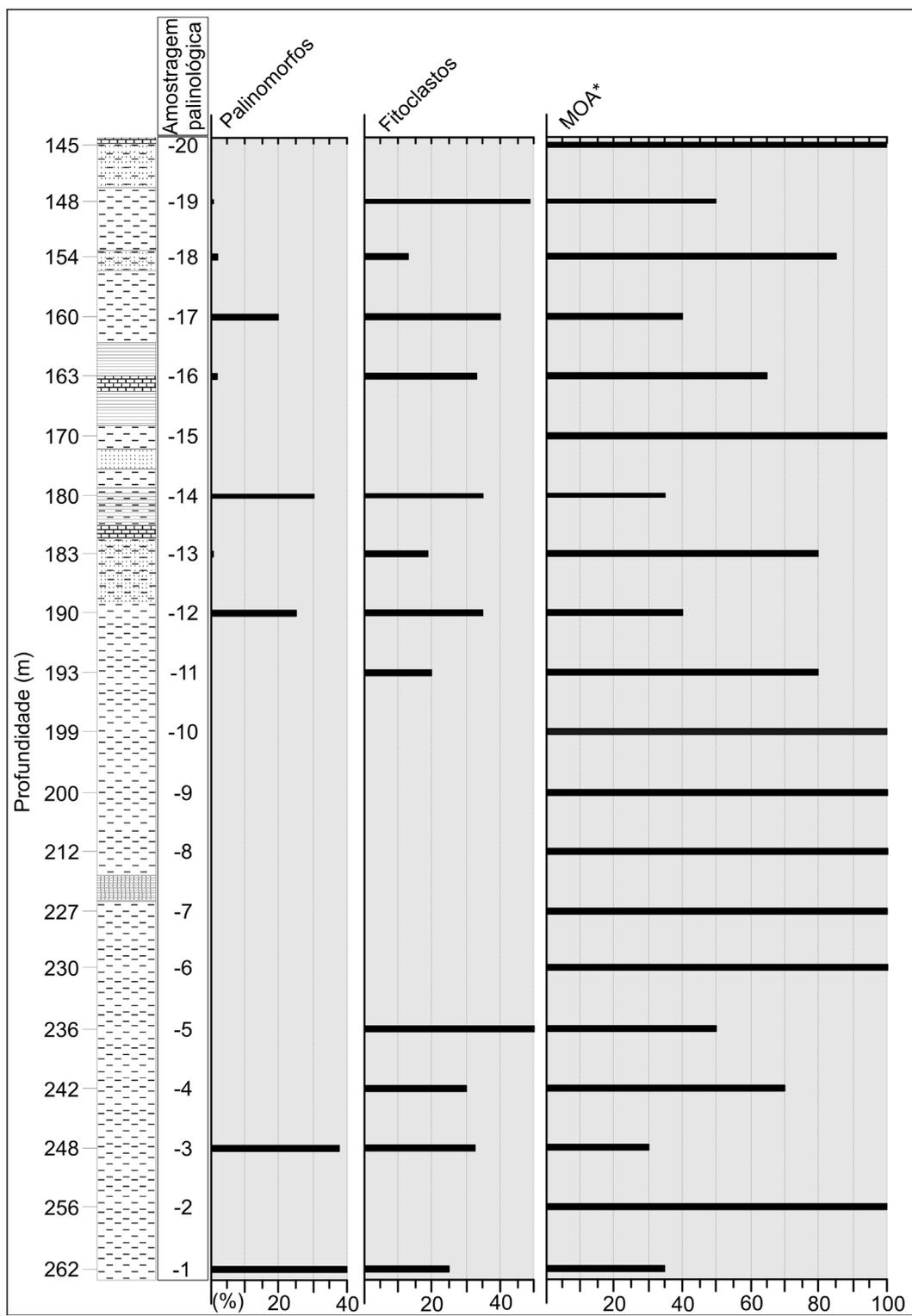


Figura 11. Perfil estratigráfico parcial do poço 2-CA-1-RS, com representação dos níveis analisados (dados litológicos de acordo com Sanguinetti, 1980) e a distribuição geral do conjunto da matéria orgânica particulada nas amostras analisadas (* matéria orgânica).

Trinta e três táxons foram identificados em nível específico ou genérico com base na consulta e comparação com táxons registrados em trabalhos palinológicos do Paleógeno e Neógeno do Brasil e do exterior. A lista completa dos táxons identificados é apresentada na Tabela 2, com a respectiva distribuição estratigráfica nos cinco níveis em que estes palinomorfos ocorrem com maior representatividade.

Tabela 2. Distribuição dos palinomorfos registrados no poço 2-CA-1-RS.

Palinomorfos	Profundidade (m)				
	160	180	190	248	262
Esporos					
Espero indeterminado de Anthocerotaceae				•	
<i>Cicatricosisporites</i> sp. 1			•		
<i>Cicatricosisporites</i> sp. 2				•	
<i>Cyathidites</i> sp.	•				
<i>Laevigatosporites ovatus</i>		•			
Grãos de pólen					
Grãos de pólen indeterminados de Asteraceae	•				
<i>Corsinipollenites undulatus</i>		•			
Grãos de pólen indeterminados de Poaceae	•				
<i>Podocarpidites</i>	•	•	•	•	•
<i>Retistephanocolpites gracilis</i>	•				
Grãos de pólen indeterminados de Rubiaceae	•				
Dinoflagelados					
<i>Lejeunecysta globosa</i>				•	
<i>Lejeunecysta hyalina</i>				•	
<i>Lejeunecysta oliva</i>	•				
<i>Lejeunecysta sabrina</i>	•				
<i>Lejeunecysta</i> cf. <i>beninensis</i>				•	
<i>Lejeunecysta</i> cf. <i>globosa</i>		•			
<i>Lingulodinium machaerophorum</i>				•	•
<i>Nematosphaeropsis rigida</i>			•	•	•
<i>Quinquecuspis concreta</i>		•			
<i>Selenopemphix brevispinosa</i>					•
<i>Selenopemphix dionaeacysta</i>		•			•
<i>Selenopemphix nephroides</i>		•		•	
<i>Selenopemphix quanta</i>	•	•	•		
<i>Spiniferites bulloideus</i>					•
<i>Spiniferites mirabilis</i>	•				•
<i>Spiniferites</i> sp. 1			•	•	•
Palinoforaminíferos					
Palinoforaminíferos indeterminados		•	•	•	•
Escolecodonte					
Escolecodontes indeterminados	•	•	•	•	•
Acritarco					
Acritarcos indeterminados	•				
Clorofíceas					
<i>Botryococcus</i> spp.	•	•	•		
Fungos					
<i>Tetraploa</i> spp.	•			•	
Esporos retrabalhados					
<i>Appendicisporites</i> sp.	•				
<i>Murospora florida</i>	•				

1.2. Frequência dos grupos da matéria orgânica particulada

As contagens realizadas objetivaram identificar a tendência de distribuição do conjunto da matéria orgânica particulada nas amostras analisadas. A contagem geral, abordando os grupos de palinomorfos (indiferenciados) x fitoclastos (indiferenciados) x matéria orgânica amorfa, é apresentada na Figura 11.

O registro de matéria orgânica amorfa (moa) é expressivo em todas as amostras, com frequências mínimas em torno de 40% nos níveis onde palinomorfos ocorrem com maior representatividade. Entre 230 m e 199 m, a moa constitui o único material recuperado das lâminas, com ausência de fitoclastos e palinomorfos. De maneira geral, fitoclastos estão presentes na maioria dos níveis, com quantidades progressivamente crescentes da base para o topo. Palinomorfos são mais bem representados em cinco amostras, quais sejam: 262, 248, 190, 180 e 160 m, cujos valores percentuais relativos são apresentados na Figura 12, com algumas características quantitativas descritas detalhadamente como seguem.

A 262 m de profundidade ocorre o predomínio de dinoflagelados que atingem uma frequência de 95%, com palinoforaminíferos e esporos subordinados. Mesmo com redução na frequência, os dinoflagelados continuam dominantes, com uma representatividade de cerca de 70% a 248 m, seguido por palinoforaminíferos, onde atingem seu máximo de representatividade (20%). Neste nível, os elementos continentais são representados por esporos (5%) e grãos de pólen (< 5%), e grande participação de fitoclastos opacos.

Na amostra 190 m há uma grande queda na representatividade dos dinoflagelados (35%) e palinoforaminíferos (8%), enquanto grãos de pólen atingem 26%, seguido pelos esporos com 22%, com o primeiro registro de *Botryococcus* (7%). A 180 m os dinoflagelados alcançam 46%, enquanto palinoforaminíferos atingem sua menor frequência, inferior a 5%, com baixa representatividade de escolocodontes (< 5%). Palinomorfos continentais (esporos, grãos de pólen, *Botryococcus*) se tornam mais representativos, com 18% de esporos e 31% de grãos de pólen 31%, exceto *Botryococcus*, que sofre queda em frequência (< 5%) em relação ao nível imediatamente abaixo.

Dinoflagelados atingem seus mais baixos níveis de frequência a 160 m, com cerca de 8% em frequência e ausência de palinoforaminíferos. Por outro lado,

palinomorfos continentais atingem seu máximo de frequência, com cerca de 90% de esporomorfos, sobretudo grãos de pólen. *Botryococcus* ocorre subordinadamente (< 5%).

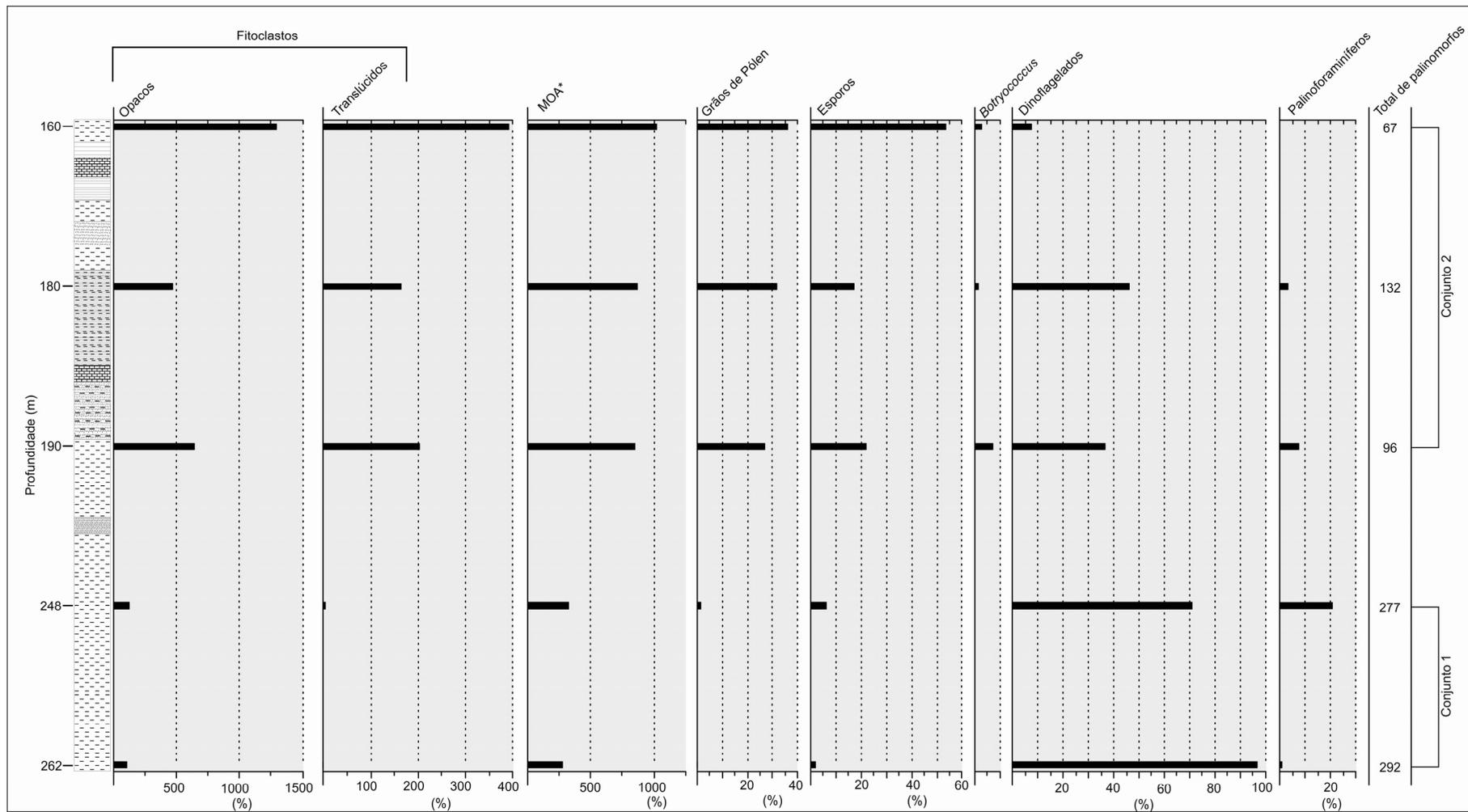


Figura 12. Distribuição da matéria orgânica particulada nas amostras do poço 2-CA-1-RS (* matéria orgânica amorfa).

1.3. Bioestratigrafia

Considerando a amplitude estratigráfica em outras bacias dos táxons selecionados apresentados na Figura 13, e a interpretação dos bioeventos da tabela 03 sugeriu-se diferentes idades entre o Mioceno e o Pleistoceno inferior (Gelasiano) para a maioria das amostras, sendo a mais superior posicionada indiferenciadamente entre o Mesomioceno e o Quaternário.

Para calibração cronoestratigráfica foram utilizadas as idades, sintetizadas na Tabela 3 estipuladas por Berggren *et al.* (1995). Vale ressaltar que, considerando as modificações propostas para a subdivisão do Neogeno, com a inclusão do Gelasiano na base do Pleistoceno, as amplitudes de algumas espécies apontadas por Berggren *et al.* (1995) como alcançando até o topo do Gelasiano (com indicações de idades absolutas), são reposicionadas aqui como equivalentes à porção basal do Pleistoceno (Figura 13).

As espécies de dinoflagelados *Selenopemphix brevispinosa* e *Spiniferites bulloideus* têm seus níveis de aparecimento no registro geológico durante o Mioceno inferior, enquanto *Lejeunecysta globosa* e *Lejeunecysta hyalina* têm seus níveis de extinção no Mioceno superior (Figura 13). O conjunto das espécies identificadas nas amostras basais (262 m e 248 m) permite atribuir uma idade correspondente ao Mioceno, sem especificação do andar.

A ocorrência, no mesmo nível estratigráfico das espécies *Nematosphaeropsis rigida* e *Selenopemphix quanta* indicaria, para a amostra a 190 m de profundidade, idade entre o Mesomioceno ao Recente. Conforme análise da literatura, *Quinquecuspis concreta* ocorre a partir do Neomioceno, enquanto o último registro de *S. dionaeacysta* é apontado para o Gelasiano, restringindo a idade das amostras a 190 e 180 m entre o Mesomioceno e o Gelasiano (Figura 13).

A ocorrência concomitante dos dinoflagelados *Lejeunecysta oliva*, *Lejeunecysta sabrina* e *Spiniferites mirabilis* na amostra 160 m de profundidade permite sugerir idade entre o Neoplioceno a Recente para este nível.

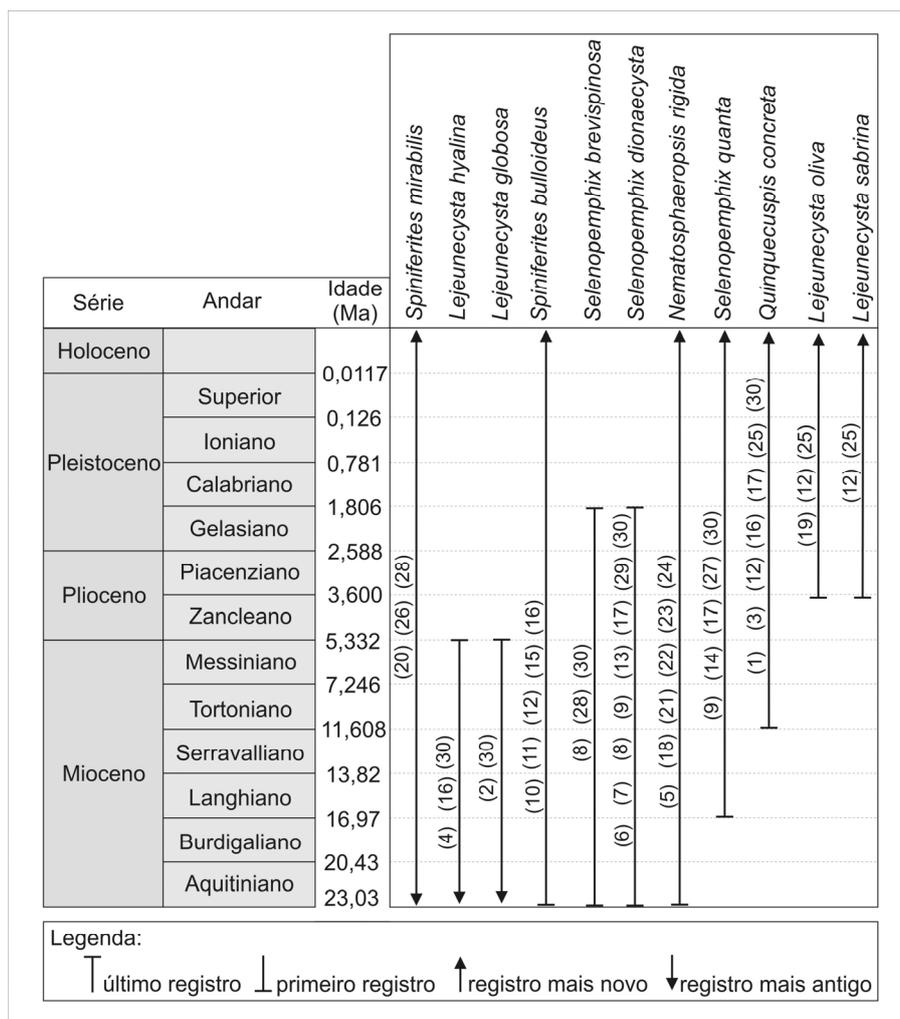


Figura 13. Registros prévios da amplitude estratigráfica de espécies selecionadas identificadas nas amostras utilizadas neste trabalho do poço 2-CA-1-RS. Dados compilados das seguintes publicações: 1. Harland, 1977 (Mar do Norte, Inglaterra); 2. Biffi & Grignani, 1983 (Delta do Niger, Nigéria); 3. Brown & Downie, 1985 (Atlântico Norte, Sudoeste da Irlanda); 4. Williams & Bujak, 1985 (Bacias européias); 5. Wrenn, 1988 (Golfo do México, Flórida); 6. Head *et al.*, 1989a (Mar do Labrador, Atlântico Norte); 7. Head *et al.*, 1989b (Mar do Labrador, Atlântico Norte); 8. Head *et al.*, 1989c (Bacia de Bafin, Atlântico Norte); 9. Harland, 1992 (Mar do Norte, Inglaterra); 10. McMinn, 1992a (Leste do Oceano Índico); 11. McMinn, 1992b (Bacia Gippsland, Austrália); 12. de Vernal *et al.*, 1992 (Atlântico Norte); 13. de Verteuil & Norris, 1992 (Planície Costeira de Maryland e Virginia, EUA); 14. Head, 1993 (Inglaterra); 15. McMinn, 1993a (Grande Barreira de Corais, Austrália); 16. McMinn, 1993b (Margem nordeste australiana, Austrália); 17. de Verteuil, 1996 (Plataforma Continental de Nova Jérsei, EUA); 18. Palamarczuk & Barreda, 1998 (Província de Chubut, Argentina); 19. Londeix *et al.*, 1999 (Mar Mediterraneo, Sicília); 20. Williams & Manum, 1999 (Mar da Noruega, Noruega); 21. Aceñolaza, 2000 (Formação Paraná, Argentina); 22. Barreda & Palamarczuk, 2000a (Golfo San Jorge Província de Santa Cruz, Argentina); 23. Barreda & Palamarczuk, 2000b (Costa da Patagônia e Plataforma continental argentina, Argentina); 24. Palamarczuk & Barreda, 2000 (Plataforma Continental Argentina, Patagônia); 25. Marret *et al.*, 2001 (Golfo do Alaska); 26. Torricelli & Biffi, 2001 (Norte da Tunísia); 27. Kurita & Obuse, 2003 (Japão); 28. Helenes *et al.*, 2003 (Oeste da Venezuela); 29. Williams *et al.*, 2004 (Global); 30. Helenes *et al.*, 2009 (Norte do Golfo da Califórnia, México).

Tabela 3. Posição estratigráfica das espécies observadas no material estudado, com amplitudes estratigráficas reportadas na literatura e a interpretação das idades mais prováveis. As idades entre parenteses indicam abrangência estratigráfica das espécies, de acordo com a calibração de Berggren *et al.* (1995).

Prof. (m)	Síntese da distribuição estratigráfica	Cronoestratigrafia
160	<i>Lejeunecysta oliva</i> (idade: 3,58-0 Ma); <i>Lejeunecysta sabrina</i> (3,58-0 Ma); <i>Spiniferites mirabilis</i> (33,7-0 Ma)	Plioceno superior a Recente (3,58-0 Ma)
180	<i>Selenopemphix dionaeacysta</i> (20,5-1,77 Ma); <i>Quinquecuspis concreta</i> (11,2-0 Ma)	Mioceno superior a Pleistoceno inferior (11,2-1,77 Ma)
190	<i>Nematosphaeropsis rigida</i> (23,8-0 Ma); <i>Selenopemphix quanta</i> (16,4-0 Ma)	Mioceno médio Recente (16,4-0 Ma)
248	<i>Lejeunecysta globosa</i> (33,7-5,32 Ma); <i>Lejeunecysta hyalina</i> (54,8-5,32 Ma)	Mioceno (23,8-5,32 Ma)
262	<i>Spiniferites bulloideus</i> (23,8-0 Ma); <i>Selenopemphix brevispinosa</i> (23,8-1,77 Ma)	Mioceno (23,8-5,32 Ma)

1.4. Interpretação Paleoambiental

Com base na análise da distribuição dos constituintes da matéria orgânica particulada no intervalo mais promissor (amostras entre 160 m e 262 m), dois conjuntos palinológicos foram discriminados, denominados informalmente como conjunto 1 e conjunto 2. O principal critério para a individualização é a relação entre os elementos marinhos e continentais, que apresentam distribuições inversamente proporcionais (Figura 12).

1.4.1. Conjunto 1 (amostras 262 a 248 m de profundidade)

Esse conjunto basal é caracterizado pela grande quantidade de palinomorfos marinhos e baixa quantidade de elementos continentais e fitoclastos translúcidos, ainda que, por outro lado, fitoclastos opacos sejam relativamente bem representados. Dinoflagelados são francamente dominantes, atingindo frequências de até 95 % na base do poço, com leve redução na amostra a 248 m (70%). Palinoforaminíferos atingem o máximo em frequência (20%) no poço na amostra a 248 m.

Considerando a presença significativa de dinoflagelados nas duas amostras, esse conjunto é interpretado como representante de condições marinhas, em ambiente nerítico médio a externo. Verifica-se alta concentração de dinoflagelados

(95%), representados principalmente pelos gêneros gonyaulacóides *Lingulodinium*, *Nematosphaeropsis*, *Spiniferites* indicadores de ambiente marinho. Particularmente, o gênero *Nematosphaeropsis* é característico de ambientes de plataforma externa e oceânico (Wrenn, 1988). A presença quase que contínua de argilas nesse intervalo estratigráfico também sugere condições paleobatimétricas abaixo do nível de ondas normais, fora do domínio de tempestades.

Esta interpretação é reforçada pela presença de palinoforaminíferos, cuja alta frequência no intervalo é indicativa de ambientes plataformais mais abertos. Na Bacia de Sergipe, Ferreira (2004) registrou altas concentrações desses palinofósseis, indicativos de condições mais distais da linha de costa (ambiente nerítico externo/batial superior).

1.4.2 Conjunto 2 (amostras 160 a 190 m de profundidade)

Neste intervalo ocorre uma contribuição mais efetiva dos elementos continentais do que nos níveis subjacentes, o que é reforçado pela maior frequência de fitoclastos opacos e translúcidos. Palinomorfos continentais apresentam as maiores porcentagens no espectro palinológico, com grãos de pólen entre 25% a 35%, esporos 22% a 55% e *Botryococcus* 7% a 3%. Esses constituintes sofrem leve queda relativa de abundância na amostra a 180 m, contudo com valores sempre superiores com relação às amostras do conjunto 1. Dinoflagelados estão sempre presentes, mas, por outro lado, apresentam uma tendência de diminuição em frequência.

O aumento de elementos continentais a partir da amostra a 190 m (fitoclastos, esporomorfos), juntamente com a ocorrência de algas dulciaquícolas (*Botryococcus*), é interpretado como uma ligeira queda no nível relativo do mar, gradando para um ambiente nerítico interno. Essa interpretação é corroborada pela queda acentuada na frequência de dinoflagelados e palinoforaminíferos, com ausência destes últimos na amostra de topo do conjunto 2. A presença comum de areias na parte superior da coluna também apóia esta interpretação, indicativas de condições mais proximais.

Dinoflagelados peridinióides *Quinquecuspis concreta*, *Selenopemphix nephroides*, *Selenopemphix dionaeacysta*, *Selenopemphix quanta* se destacam a 180 m.

A predominância destes táxon indica condições costeiras com produtividade relativamente mais alta que na parte inferior da coluna estudada.

A vegetação continental de áreas abertas está representada por táxons herbáceos e arbustivos (Asteraceae, Poaceae), enquanto aqueles da vegetação extrarregional são representados pelas Podocarpaceae.

1.5. Discussão dos resultados do poço 2-CA-1-RS

O poço 2-CA-1-RS foi alvo de diversos estudos micropaleontológicos, com base em diferentes grupos, com resultados ligeiramente distintos para determinados níveis (Figura 14). O intervalo entre 265 m e 188 m foi posicionado no Mioceno com base no exame de foraminíferos realizado por Closs (1970). Uma idade miocena foi confirmada com base em ostracodes para o intervalo entre 262 e 248 m (Sanguinetti, 1974, 1980; Ornellas 1981), ainda que indiferenciada, proposição aceita e utilizada nas reconstruções paleoambientais por Carreño *et al.* (1997, 1999).

Os cistos de dinoflagelados identificados indicam idade miocena para a amostra a 248 m de profundidade, que encontra apoio nos dados advindos da fauna de ostracodes e foraminíferos (Closs, 1970; Sanguinetti, 1974, 1980; Ornellas, 1981). A associação de *L. globosa* (Oligoceno-Mioceno superior) e *L. hyalina* (Eoceno-Mioceno superior) nessa profundidade e *S. bulloideus* (Mioceno-Recente) e *S. brevispinosa* (Mioceno-Plioceno) na amostra a 262 m, restringem esse trecho basal no Mioceno, correspondente ao conjunto 1.

Para a porção superior do poço, respectiva ao conjunto 2, verifica-se maior controvérsia. Closs (1970) posicionou o intervalo entre 170–0 m do poço no Pleistoceno, enquanto Ornellas (1981) registrou a base do Pleistoceno à 238,60 m. O último registro de *S. dionaeacysta* (Mioceno–Pleistoceno inferior) e o primeiro registro de *Q. concreta* (Mioceno superior-Recente) indicam idade entre Neomioceno e o Pleistoceno inferior para o nível a 180 m de profundidade (Figura 14), coincidindo com a atribuição de Closs (1970). Os dados aqui obtidos indicam uma amplitude biocronoestratigráfica entre o Plioceno superior ao Recente para a amostra a 160 m de profundidade, que é corroborado pela presença de *Retistephanocolpites gracilis*, registrada em depósitos entre o Mioceno superior e o Plioceno de bacias sedimentares brasileiras (Regali *et al.*, 1974ab; Garcia *et al.*, 2008).

Segundo Gomide (1989) a Zona N720 de nanofósseis calcários foi identificada nos níveis mais superiores do poço, aproximadamente a 69 de profundidade, marcando a base do Pleistoceno. Abaixo dessa profundidade não há informações sobre nanofósseis calcários. As zonas imediatamente mais antigas foram estendidas por inferência pelo autor a partir de outros poços adjacentes até o poço 2-CA-1-RS (vide figura 5 de Gomide, *op. cit.*), levando à interpretação que nos níveis mais inferiores a 69 m associações pliocenas e miocenas poderiam estar presentes.

Em termos paleoambientais, de modo geral, os resultados indicam natureza marinha para os depósitos estudados, com variações significativas da base para o topo, o que permitiu o registro de dois conjuntos palinológicos, com significado paleoambiental. O mais basal, conjunto 1, reflete condições mais distais, em mar aberto, enquanto o conjunto 2 é interpretado como marinho mais proximal. A natureza marinha para esses depósitos já havia sido indicada com base em foraminíferos e ostracodes (Closs, 1970; Sanguinetti, 1974, 1980; Ornellas, 1981; Carreño *et al.*, 1999). A tendência regressiva detectada entre o conjunto 1 e 2 já havia sido observada por Ornellas (1981), com base nas associações de ostracodes.

O predomínio de cistos gonyaulacoides (*Lingulodinium*, *Nematosphaeropsis*, *Spiniferites*) nas amostras basais (262 e 248 m) sugere ambiente marinho franco, nerítico, de águas quentes (Matsuoka, 1992; Edwards & Andrieu, 1992), corroborando resultados com ostracodes (Sanguinetti, 1980) para o intervalo. Para Carreño *et al.* (1999), as associações de ostracodes registradas no intervalo entre 248,7 e 238,6 m refletem as incursões da corrente fria das Malvinas, com presença escassa desses microfósseis, de características de mar raso. Acima desses níveis, as associações de ostracodes foram interpretadas como indicativas de ambientes mixoalinos.

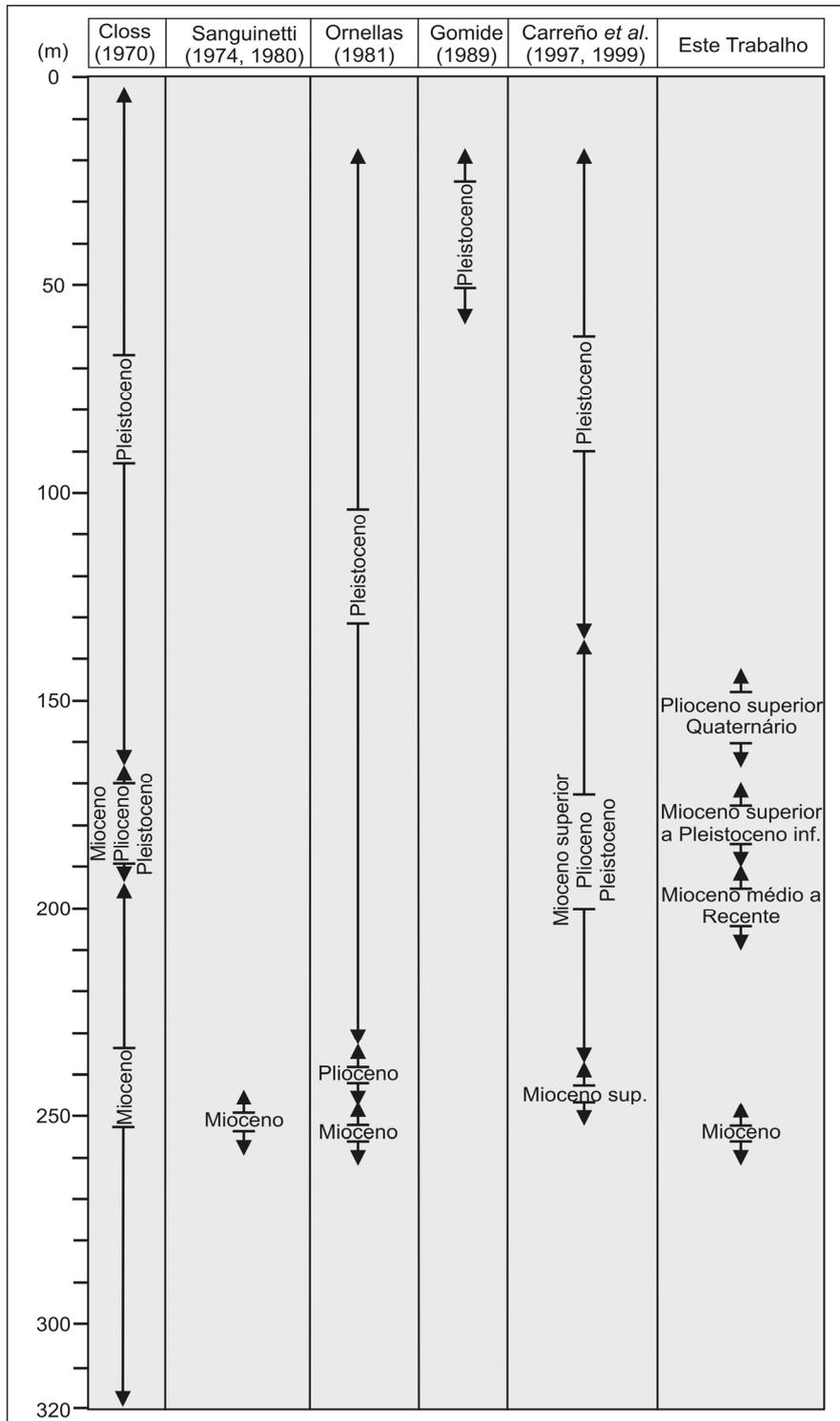


Figura 14. Quadro comparativo dos resultados bioestratigráficos entre os trabalhos realizados no poço 2-CA-1-RS.

2. Poço 2-TG-96-RS

2.1. Táxons identificados e qualidade da matéria orgânica particulada

Palinomorfos continentais (esporos, grãos de pólen, fungos) ocorrem em todos os níveis. Entre os esporos, predominam formas monoete. Hifas e esporos de fungos na sua maioria ocorrem bem preservados e com coloração variando entre o castanho intenso ao hialino. Grãos de pólen bissacados (Podocarpidites) apresentam bom estado de preservação com coloração entre o amarelo e o hialino. Grãos de pólen de angiospermas são representados pelas famílias Chenopodiaceae, Compositae, Asteraceae, Onagraceae, ocorrem bem preservados e coloração em tons de amarelo. Algas Chlorococcales (*Botryococcus*) apresentam estado de preservação regular e coloração variando entre o amarelo bem claro e o hialino.

Dinoflagelados ocorrem em todos os níveis analisados, apresentam bom estado de preservação e coloração variando entre o hialino ao castanho. Os gêneros de dinoflagelados mais recorrentes no poço são *Selenopemphix*, *Tuberculodinium*, *Lejeunecysta* e *Trinovantedinium*.

Palinoforaminíferos ocorrem bem preservados com poucos exemplares quebrados e coloração variando do amarelo ao âmbar. Escolecodontes possuem ótimo estado de preservação. Palinomorfos retrabalhados são registrados em quase todas as amostras analisadas do poço (ver Tabela 4). A lista completa dos táxons identificados é apresentada na Tabela 3, com a respectiva distribuição no poço.

2.2. Frequência dos grupos da matéria orgânica particulada

Fitoclastos opacos ocorrem em todos os níveis apresentando altos valores. Fitoclastos translúcidos tornam-se representativos a partir da amostra 128,90 m mantendo uma frequência entre 25% e 40% até os 113,60 m, tornando-se ausente aos 78 m, atingindo 49% na amostra de topo. As cutículas apresentam frequência crescente da base para o topo. O registro de matéria orgânica amorfa (moa) é expressivo em todas as amostras (Figura 15).

Esporos estão presentes em todas as amostras variando sua frequência entre 9% e 40% na composição das associações palinológica. Grãos de pólen

gimnospermas apresentam frequência crescente de inferior a 5% ao máximo de 40%. Grãos de angiospermas estão presentes em todas as amostras variando sua frequência relativa da base para o topo entre 14% e 5% em três amostras sua representatividade foi inferior a 5% (137,90 m-128,90 m). Fungos são registrados ao longo da seção com representatividade entre 5% e 40%, em apenas uma amostra (134,30 m) sua representatividade ficou abaixo dos 5% (Figura 15).

Dinoflagelados é o grupo predominante de palinórfos na seção estudada. Cistos de dinoflagelados da ordem peridinioide têm frequência variável entre 5% e 30%, aos 78 m eles se tornam ausentes voltando a ocorrer na amostra de topo. Dinoflagelados da ordem gonyaulacoide apresentam frequência decrescente entre 30% e 10% ao longo do poço, aos 137,90 m ocorre pico de 50%. Palinoforaminíferos são mais significativos entre os níveis 137,90 m-128,90 m, onde apresentam frequência relativa entre 15% a 25%, nos demais níveis ocorrem com frequência inferior a 5% ou inexistente (Figura 15).

Tabela 4. Distribuição dos palinomorfos registrados no poço 2-TG-96-RS.

Palinomorfos	Profundidade (m)							
	73,50	78,00	113,60	115,75	128,90	134,30	137,90	140,20
Esporos								
<i>Cicatricosisporites</i> sp. 1						•		
<i>Cicatricosisporites</i> sp. 2					•			
<i>Cyathidites</i> sp.	•	•	•					
<i>Cyatheacidites annulatus</i>			•					
<i>Laevigatosporites vulgaris</i>	•			•		•		
<i>Polypodiaceisporites</i> sp.	•							
<i>Polypodiisporites speciosus</i>	•		•	•	•	•		
<i>Undulatisporites undulapolus</i>					•	•		•
<i>Verrucatosporites usmensis</i>					•		•	
Grãos de pólen								
<i>Araucariacites</i> sp.			•			•		
Grãos de pólen indeterminados de Asteraceae	•	•	•	•		•		
<i>Compositoipollenites</i> spp.					•	•	•	
<i>Chenopodipollis chenopodiaceoides</i>	•					•		
<i>Ericipites scabratus</i>			•					
<i>Multiareolites formosus</i>						•		
<i>Corsinipollenites</i> sp.		•	•	•				
Grãos de pólen indeterminados de Poaceae						•		
<i>Podocarpidites</i>	•		•	•		•		•
<i>Proteacidites adenanthoides</i>				•				
<i>Ilexpollenites</i> sp.				•		•		
<i>Retistephanocolpites gracilis</i>	•		•					
Dinoflagelados								
<i>Geonettia</i> cf. <i>waltonensis</i>	•			•				
<i>Lejeunecysta</i> spp.	•	•	•	•		•		•
<i>Lejeunecysta globosa</i>					•		•	
<i>Nematosphaeropsis rigida</i>								•
<i>Polykrikos schwartzii</i>	•		•					
<i>Selenopemphix armageddonensis</i>					•	•	•	•
<i>Selenopemphix dionaeacysta</i>						•		
<i>Selenopemphix nephroides</i>	•		•	•	•	•	•	•
<i>Selenopemphix quanta</i>	•			•	•	•	•	•
<i>Tuberculodinium vancampoae</i>	•	•	•	•			•	•
<i>Trinovantedinium</i> sp.					•	•	•	•
<i>Trinovantedinium glorianum</i>					•	•		
Palinoforaminíferos								
Palinoforaminíferos indeterminados					•	•	•	•
Algas Clorofíceas								
<i>Botryococcus</i> spp.				•	•	•		•
<i>Tasmanites</i> sp.	•							
Fungos								
<i>Callimothallus pertusus</i>			•		•			
<i>Diporicellaesporites</i> sp.							•	
<i>Multicellasperites</i> spp.			•		•			
<i>Perisporiacites?</i> sp.						•		
<i>Plochmopeltinites masonii</i>							•	
<i>Spinosporonites</i> sp.					•			
<i>Tetraploa</i> spp.	•				•	•		
Escolecodontes								
Escolecodontes indeterminados	•	•	•	•	•			
Incertae sedis								
<i>Quadrina?</i> <i>condita</i>					•	•		•
Palinomorfos Retrabalhados								
<i>Limitisporites rectus</i>			•					
<i>Lunatisporites</i> sp.							•	
<i>Murospora florida</i>	•		•	•				
<i>Vittatina</i> sp.		•						
<i>Vittatina subsaccata</i>						•		

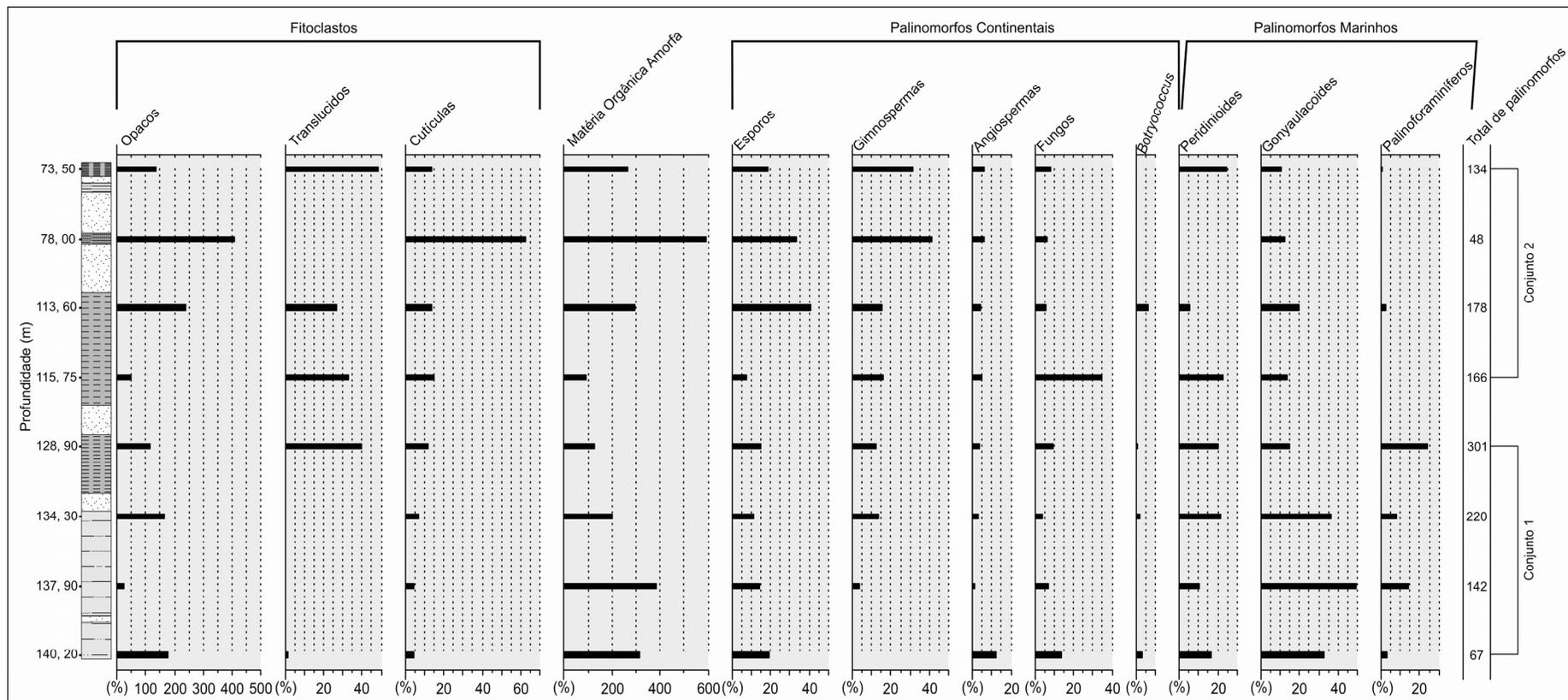


Figura 15. Distribuição da matéria orgânica particulada nas amostras do poço 2-TG-96-RS.

2.3. Bioestratigrafia

No poço 2-TG-96-RS o conteúdo palinológico possibilitou inferir duas situações estratigráficas diferenciadas entre as amostras. *Trinovantedinium glorianum* apresenta seu primeiro aparecimento no Serravaliano (11,43 Ma), *Selenopemphix armageddonensis* apresenta amplitude estratigráfica do Tortoniano ao Messiniano (11,2–5,32 Ma), ambas no hemisfério norte (Williams *et al.*, 2004). *Capillicysta fusca* tem seu último aparecimento no registro geológico no Plioceno inferior (Head *et al.*, 1993) Figura 16.

Os esporomorfos *Cyatheacidites annulatus*, *Multiareolites formosus*, *Retistephanocolpites gracilis*, possuem valor estratigráfico e têm sido utilizados nas bacias cenozóicas brasileiras para fins de datação (Regali *et al.*, 1974ab). Segundo o biozoneamento elaborado por Regali *et al.* (*op. cit.*), a espécie *M. formosus* apresenta amplitude entre o Eomioceno e o Neomioceno, *C. annulatus* é registrado do Eomioceno ao Recente e *R. gracilis* apresenta sua primeira ocorrência no Eoplioceno (Figura 16).

A associação de dinoflagelados *T. glorianum*, *S. Armageddonensis* e o cisto de *Q. condita* registrados, juntamente com a ocorrência de *M. formosus* entre os níveis 140,20 m–128,90 m, permitem estabelecer posicionamento estratigráfico para este trecho no Neomioceno. A registro concomitante das espécies *C. annulatus* e *R. gracilis*, associado a última ocorrência da *C. fusca* aos 113,60 m permite posicionar os níveis entre 115,75 m e 73,50m na base do Eoplioceno

2.4. Interpretação Paleoambiental

O comportamento de distribuição da mop na seção estudada do poço 2-TG-96-RS mostra aumento da base para o topo da frequência de palinórmfos continentais. Uma situação inversa é verificada na representatividade dos palinórmfos marinhos, que diminuem em frequência. A partir da tendência de distribuição da mop nas amostras analisadas dois conjuntos palinológicos foram definidos, descritos a seguir.

2.4.1. Conjunto 1 (amostras 140,20 m–128,90 m de profundidade)

O conjunto é caracterizado pela grande representatividade de palinórmfos marinhos. Dinoflagelados são dominantes neste conjunto, atingindo seu máximo de frequência de 50% aos 137,90 m, sofrendo redução nas amostras superiores. Palinoforaminíferos apresentam comportamento semelhante ao dos dinoflagelados. Palinórmfos continentais melhor representados neste conjunto são os esporos e fungos; fitoclastos opacos também são bem representados.

O predomínio de dinoflagelados, juntamente com a ocorrência de palinoforaminíferos e o alto percentual de matéria orgânica amorfa caracterizam ambiente marinho para a seção. O influxo de água doce no sistema é diagnosticado pela presença de matéria orgânica lenhosa e os palinórmfos continentais. Elementos da flora próxima ao sítio deposicional (esporos, grãos de pólen de angiosperma: principalmente Asteraceae, esporos de fungo) e regional (*Podocarpidites*) estão presentes.

2.4.2. Conjunto 2 (amostras 115,75 m–73,50m de profundidade)

Situação inversa é reconhecida neste intervalo comparada ao conjunto anterior. O conjunto 2 é caracterizado pela contribuição mais efetiva dos elementos continentais. Palinórmfos continentais apresentam porcentagens maiores no espectro palinológico, com esporos entre 9% a 40% e grãos de pólen de gimnospermas com 15% a 40%. Fitoclastos também aumentam sua representatividade no espectro palinológico. Dinoflagelados estão sempre presentes, mas por outro lado, apresentam tendência de

diminuição em frequência. A matéria orgânica amorfa apresenta alta frequência neste intervalo.

A redução na representatividade dos dinoflagelados e a quase total ausência de palinoforaminíferos representa tendência de continentalização do sítio deposicional. O aumento no aporte de matéria orgânica lenhosa e palinomorfos de origem continental corroboram a interpretação (Figura 15).

A vegetação continental de áreas abertas está representada por táxons herbáceos e arbustivos (Asteraceae, Chenopodiaceae, Aquifoliaceae), enquanto aqueles da vegetação extrarregional são representados pelas Podocarpaceae. A intercalação de sedimentos finos com grossos (Figura 2) demonstra bem o avanço de ambientes continentais sobre o marinho.

2.5. Discussão dos resultados do poço 2-TG-96-RS

A seção analisada do poço 2-TG-96-RS foi alvo de outros dois estudos micropaleontológicos (palinologia, foraminíferos) e isótopos (químioestratigrafia), com resultados ligeiramente distintos, principalmente com relação ao posicionamento bioestratigráfico (Figura 17). Kley (2007) estudou o conteúdo palinológico de parte das amostras utilizadas neste trabalho (140,20 m; 134,30 m; 115,75 m; 73,50 m) atribuiu idade entre o Mesomioceno e o Neomioceno com base em palinologia. Anjos-Zerfass (2009) sugeriu idade mesomiocênica para as mesmas amostras com base na fauna de foraminíferos planctônicos. No mesmo trabalho Anjos-Zerfass (*op. cit.*) aplicou datação isotópica ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) em carapaças de foraminíferos, registrando idade aproximada de 5,7 Ma (Messiniano), posicionando a base do poço no Neomioceno.

A partir da associação dos dinoflagelados identificados é atribuída idade neomiocena (Tortoniano–Messiniano) para o intervalo entre 140,20 m–128,90 m de profundidade, que encontra apoio nos dados advindos da análise isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Anjos-Zerfass, 2009). A associação do último registro *C. fusca* (Mioceno inferior–Plioceno inferior) com a ocorrência concomitante das espécies *C. annulatus* (Mioceno inferior–Recente) e *R. gracilis* (Plioceno inferior–Recente), sugere posicionamento do intervalo 115,75 m–73,50 m no Eoplioceno. Os resultados bioestratigráficos obtidos pela palinologia representam um refinamento quando comparado com o trabalho de

Kley (2007), que posicionou, de forma geral, a seção estudada entre o Mesomioceno e o Neomioceno sem diferenciação.

Em termos paleoambientais, os resultados indicam natureza marinha para os depósitos estudados, com padrão regressivo da base para o topo. A porção basal do poço (140,20 m–128,90 m) reflete ambiente nerítico interno. As associações de dinoflagelados deste intervalo, com maior representatividade dos gêneros *Tuberculodinium*, *Spiniferites*, *Lejeunecystas*, *Selenopemphix*, são indicativas de ambiente nerítico interno (Wall *et al.*, 1977; Harland, 1983; Marret & Zonneveld, 2003). A deposição dos sedimentos estudados nesta seção pode estar relacionada ao evento transgressivo ocorrido no Neomioceno. Este evento já havia sido reconhecido em outras partes da margem continental sul-americana (Martínez & del Rio, 2002; Perea & Martínez, 2004).

Para os níveis superiores (115,75 m–73,50 m) é interpretado ambiente nerítico interno com forte influência continental. A alta frequência de esporos e hifas de fungos aos 115,15 m de profundidade é interpretada como sendo característica de ambiente estuarino, próximo a desembocadura de um rio (Cross *et al.*, 1966, *apud* Elsik, 1996). A associação de dinoflagelados deste intervalo é formada pelos gêneros, *Lejeunecystas*, *Selenopemphix*, *Tuberculodinium* e *Polykrikos* caracterizam ambiente nerítico interno (Wrenn & Kokinos, 1986, *apud* Stover *et al.*, 1996).

Quando compara-se os resultados ambientais com os demais trabalhos micropaleontológicos de cunho ambiental realizados na seção neogena da bacia para porção *onshore*, pode-se observar um consenso entre os estudos apontando para uma tendência regressiva (Closs, 1970; Sanguinetti, 1974, 1980; Ornellas, 1981; Carreño *et al.*, 1999; Kley, 2007; Anjos-Zerfass, 2009).

A interpretação de regressão marinha ao longo da seção estudada encontra suporte na carta estratigráfica da bacia. Na caracterização dos sistemas deposicionais que constituem a formação Cidreira, consistem em leques costeiros progradantes sobre a plataforma, em ambiente nerítico Dias *et al.* (1994).

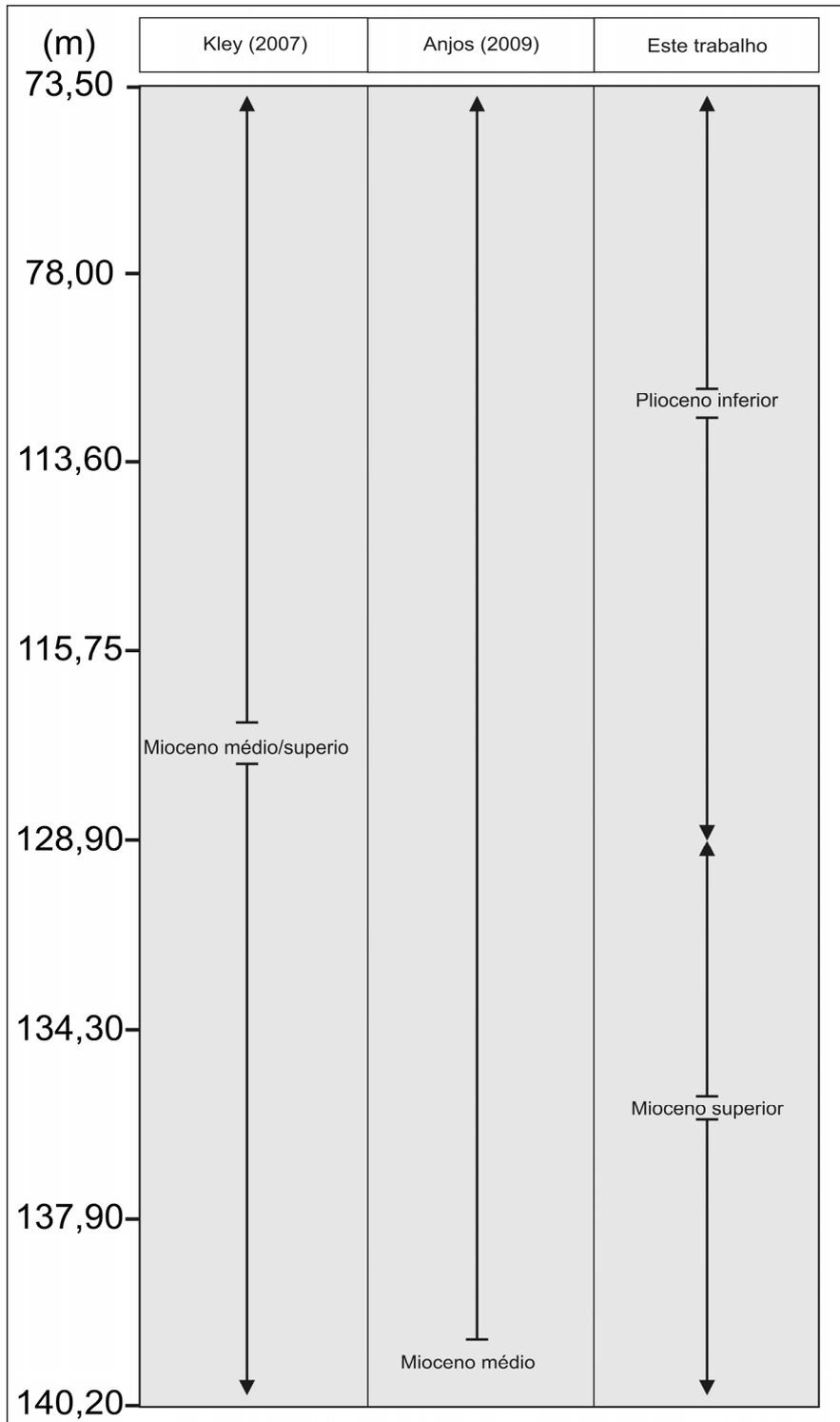


Figura 17. Quadro comparativo dos resultados bioestratigráficos entre os trabalhos realizados no poço 2-TG-96-RS.

3. Poço BP-01

3.1. Táxons identificados e qualidade da matéria orgânica particulada

Palinomorfos continentais (esporos, grãos de pólen, fungos) ocorrem em baixos números, sendo mais bem representados pelos polens bissacados e pelas hifas de fungos. Os esporos e grãos de pólen das angiospermas apresentam péssimo estado de preservação ocorrem amassados ou com a exina rompida. As hifas e esporos de fungos na sua maioria ocorrem bem preservados e com coloração variando entre o castanho intenso e o âmbar. Os polens bissacados (Podocarpidites) apresentam bom estado de preservação com coloração entre o amarelo e o hialino.

Dinoflagelados e palinoforaminíferos são os elementos dominantes entre os palinomorfos. Os gêneros mais comuns de dinoflagelados que ocorrem no material é *Spiniferites*, *Hystriospheropsis*, *Lingulodinium*, *Operculodinium*, *Lejeunecysta*. Os dinoflagelados apresentam estado de preservação ente o regular e bom.

Palinoforaminíferos ocorrem, em sua grande maioria, em ótimo estado de preservação, ocorrendo poucos espécimes fragmentados. Apresentam coloração oscila acastanho até hialino. Escolecodontes têm ótimo estado de preservação, com coloração acastanhada.

Nas amostras entre as profundidades de 1306,10 m e 1305,05 m é bastante comum encontrar dinoflagelados, palinoforaminíferos e polens bissacados envoltos por pirita. Um espécime bem preservado de esporo retrabalhado foi registrado a 1305,55 m de profundidade, atribuída a *Murospora florida* (Balme) Pockock 1961 (Jurássico Inferior/Cretáceo Inferior). A lista completa dos táxons identificados é apresentada na Tabela 5, coma respectiva distribuição que ocorrem no material analisado.

Tabela 5. Distribuição dos palinomorfos registrados no poço BP-01.

Palinomorfos	Profundidade (m)										
	1301,15	1301,75	1302,25	1302,65	1303,60	1304,05	1305,05	1305,55	1306,10	1307,10	1308,55
Esporos											
Esporos trilete indeterminados							•	•	•		
Grãos de pólen											
<i>Bombacacidites</i> sp.									•		
<i>Podocarpidites</i>				•	•		•	•	•	•	
Dinoflagelados											
<i>Caligodinium amiculum</i>								•			
<i>Hystrichosphaeropsis obscura</i>	•			•	•		•	•	•	•	
<i>Hystrichosphaeropsis complanata</i>										•	
<i>Operculodinium</i> spp.	•			•			•			•	
<i>Lejeunecysta beninensis</i>								•			
<i>Lejeunecysta brassensis</i>									•		
<i>Lejeunecysta globosa</i>								•	•		
<i>Lingulodinium machaerophorum</i>				•	•		•			•	
<i>Lingulodinium multivirgatum</i>										•	
<i>Nematosphaeropsis rigida</i>	•			•	•				•	•	
<i>Polysphaeridium zoharyi</i>			•								
<i>Selenopemphix nephroides</i>							•	•	•		
<i>Spiniferites</i> spp.	•		•	•	•		•	•	•	•	
<i>Spiniferites mirabilis</i>							•				
<i>Tuberculodinium vancampoe</i>							•				
Palinoforaminíferos											
Palinoforaminíferos indeterminados	•			•	•		•	•	•	•	•
Fungos											
<i>Brachysporites</i> sp.									•		
<i>Diporicellaesporites</i> sp.									•		
<i>Multicellasperites</i> sp.									•		
Hifa de fungo							•		•		
Escolecodontes											
Escolecodontes indeterminados							•	•	•	•	
Palinomorfos Retrabalhados											
<i>Murospora florida</i>								•			

3.2. Frequência dos grupos da matéria orgânica particulada

Fitoclasto opacos ocorrem com uma representatividade oscilando entre (25%-30%). O registro da matéria orgânica amorfa (moa) é expressivo ao longo de todas as amostras, apresenta um predomínio no material na amostra de base da seção aos 1308,55 m (Figura 18).

Os esporos possuem baixíssima representatividade no material inferior a 5%, sua presença é identificada apenas entre os níveis 1307,10 m–1305,05 m. As gimnospermas são os elementos melhor representados da vegetação continental do material, apresentam uma frequência entre 10% e 20%. Angiospermas assim como os esporos apresentam baixíssima representatividade inferior aos 5%, e são registrados os

níveis 1307,10 m e 1306,10 m de profundidade. Fungos são registrados entre 1307,10 m e 1305,05 m de profundidade, apresentam pico de 5% de presença relativa aos 1305,55 m e 1305,05 m de profundidade (Figura 18).

Dinoflagelados é o grupo de palinomorfos predominante ao longo da seção analisada. Palinoforaminíferos estão subordinados aos dinoflagelados na representatividade da assembleia. Os cistos de dinoflagelados Peridinioides, todos atribuídos aos gêneros *Lejeunecysta* e *Selenopemphix*, ocorrem somente entre os níveis 1307,10 m–1305,05 m com baixa frequência relativa inferior a 5%. Dentre os dinoflagelados os Gonyaulacoides são os predominantes, apresentam pequenas variações na sua representatividade relativa ao longo da seção. Ocorrem com valor percentual mínimo de 60%, atingem o pico de representatividade 100% na amostra de topo da seção (1301,15 m). Palinoforaminíferos é o grupo que apresentam variações mais significativas na sua representatividade da base para o topo da seção, possuem frequência relativa entre 5% a 40%. Os palinoforaminíferos mantêm um pequeno equilíbrio na sua frequência entre os níveis 1306,60 m e 1302,65 m, onde atingem seu pico de 40% de representatividade, para desaparecer quase por completo na amostra de topo (Figura 18).

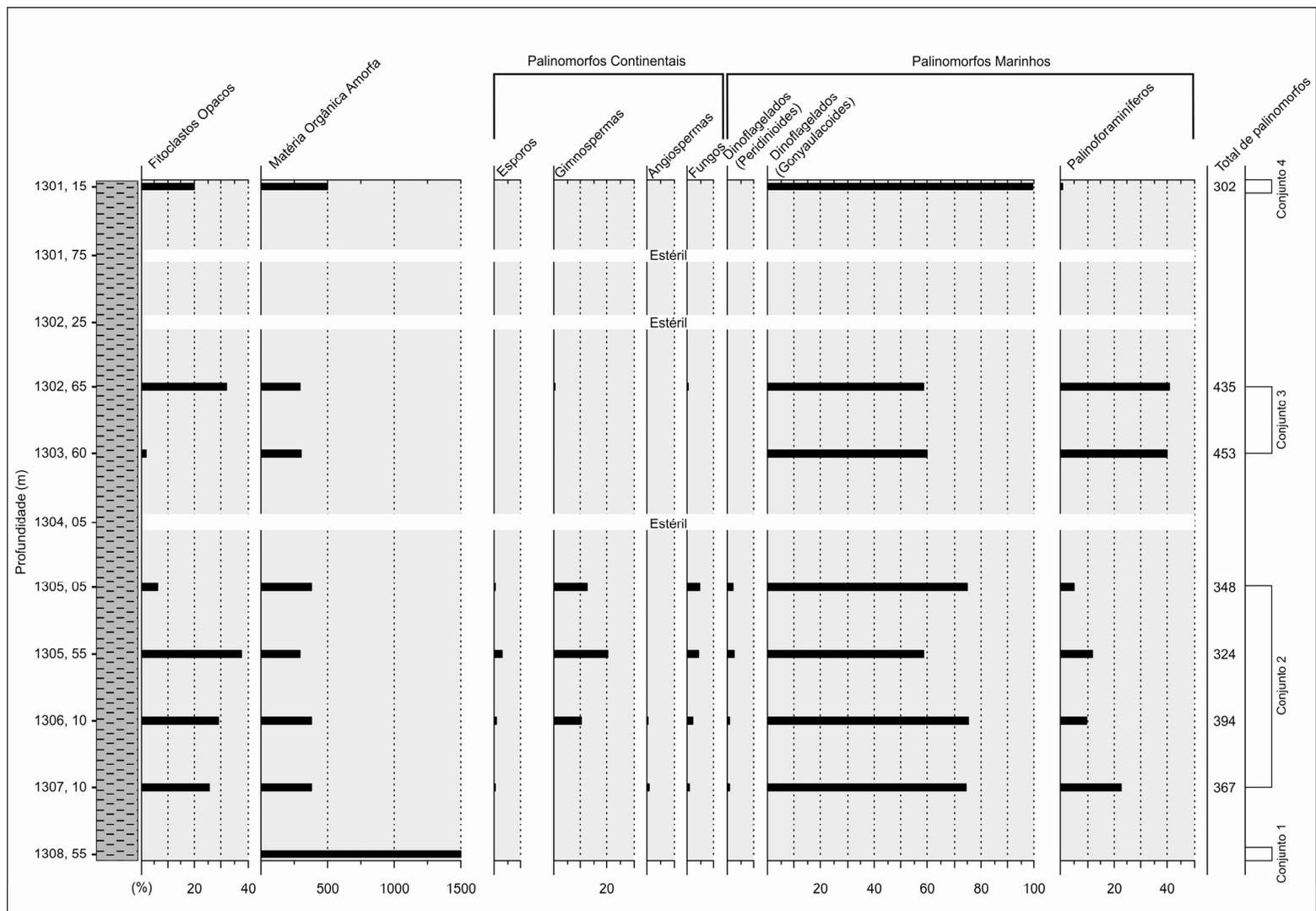


Figura 18. Distribuição da matéria orgânica particulada nas amostras do poço BP-01.

3.3. Bioestratigrafia

A presença contínua da espécie *Hystrichosphaeropsis obscura* nas amostras analisadas permite posicionar a seção estudada dentro do Mioceno (Figura 19). *H. obscura* é bem reportado do Mioceno inferior ao superior em diferentes trabalhos (Williams & Bujak, 1985; Powell, 1992).

Caligodinium amiculum tem seu último aparecimento no Mioceno inferior (Biffi & Manumm, 1988). *Lejeunecysta beninensis* e *Lejeunecysta brassensis* apresentam amplitude estratigráfica no hemisfério Norte respectivamente do Oligoceno ao Mioceno inferior e do Oligoceno ao Mioceno médio. *L. globosa* tem seu último registro no Mioceno superior.

O empobrecimento das associações e a existência de amostras estéreis nos níveis superiores aos 1305,05 m dificultam um posicionamento bioestratigráfico mais acurado das demais amostras estudadas. Contudo, a ocorrência contínua da espécie *H. obscura* possibilita inferir que os níveis acima dos 1305,05 m ainda são miocenos (Figura 19), visto que esta espécie não ultrapassa o Tortoniano (Mioceno superior) segundo Powell (1992). Devido a associação das espécies de dinoflagelados supracitadas é inferido posicionamento estratigráfico para as amostras entre (1307,10 m–1305,05 m) no Mioceno inferior (Aquitiano) (Figura 19).

O posicionamento bioestratigráfico atingido na seção do poço BP-01, com dinoflagelados, é concordante com os resultados obtidos por Gomide (1989) e Anjos-Zerfass (2009). Com base em nanofósseis calcários Gomide (1989) identificou o Eomioceno em todos os poços perfurados na plataforma. Anjos-Zerfass (2009) estudando a mesma seção do poço BP-01, com base nas associações de foraminíferos planctônicos e isótopos, posicionou as amostras basais da seção (1308,10–1305,55 m) no Mioceno inferior (Burdigaliano). Acima dos 1305,05 m de profundidade, a autora posicionou o material analisado no Mesomioceno (Langhiano).

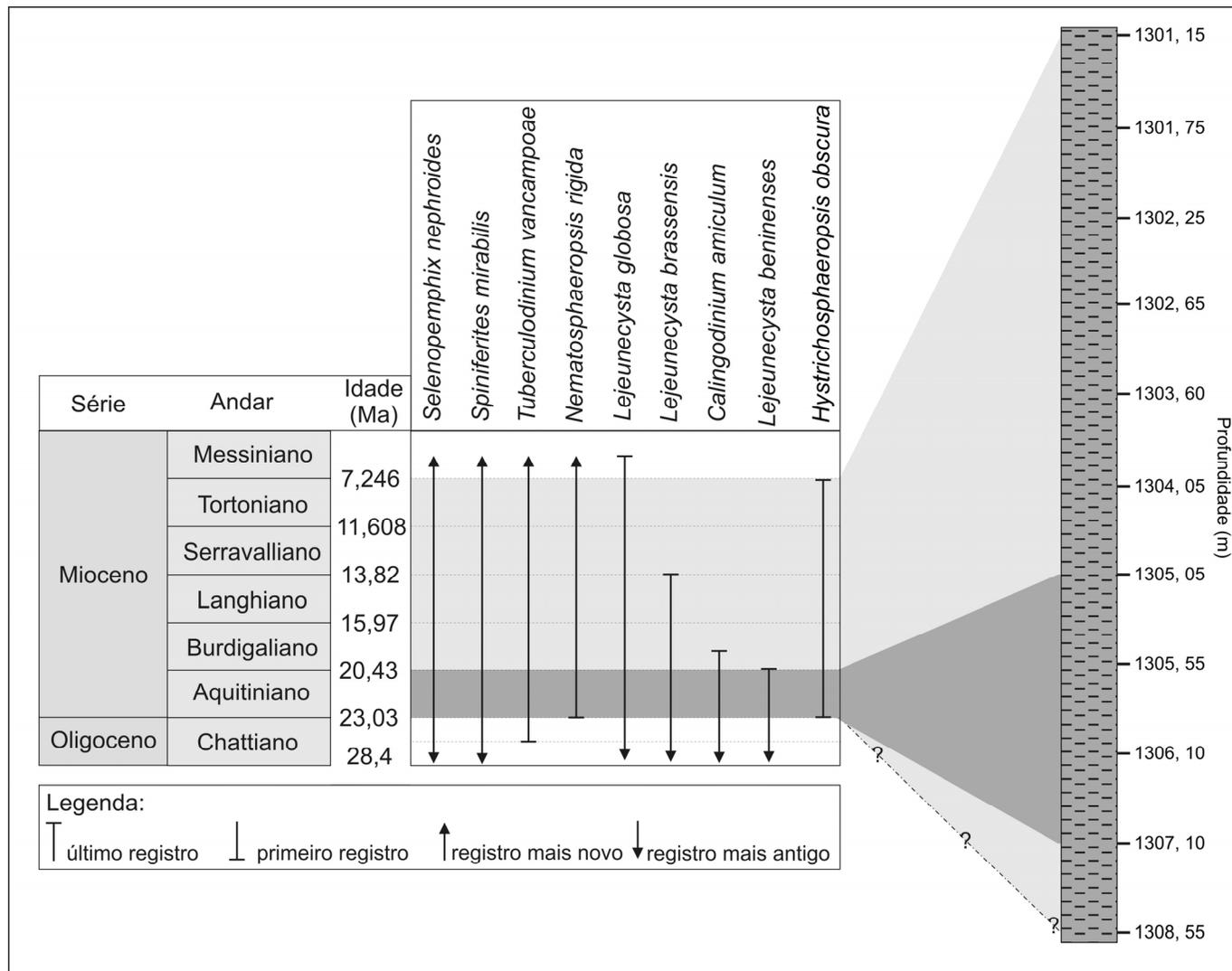


Figura 19. Amplitude estratigráfica dos táxons selecionados do poço BP-01, conforme a literatura. Base da seção datada foraminíferos dado extraído de Anjos-Zerfass (2009).

3.4. Interpretação Paleoambiental

Analisando o padrão de distribuição da frequência relativa do conjunto da matéria orgânica particulada, nas amostras estudadas do poço BP-01 palinomorfos marinhos são predominantes ao longo de toda a seção. Palinomorfos continentais ocorrem com maior frequência apenas entre os níveis 1307,10 m e 1305,05 m de profundidade do poço. A partir da distribuição da matéria orgânica particulada quatro conjuntos palinológicos foram reconhecidos suas descrições e interpretações paleoambiental que seguem.

3.4.1. Conjunto 1 (amostras 1308,55 m de profundidade)

A amostra é caracterizada pelo predomínio de matéria orgânica amorfa, com poucas ocorrências de palinoforaminíferos. O conjunto 1 caracteriza ambiente marinho de baixa energia e oxigenação. A abundância da matéria orgânica amorfa nos componentes do sedimento e a presença de palinoforaminíferos indicam condições de deposição em ambiente marinho anóxico, especialmente em áreas fora da ação do influxo de terrígenos (Tayson, 1993; Batten, 1996).

3.4.2. Conjunto 2 (amostras 1307,10 m-1305,05 m de profundidade)

O conjunto é caracterizado pela grande quantidade de palinomorfos marinhos, baixa frequência de elementos continentais. Dinoflagelados são francamente dominantes, atingindo 75% na composição do conjunto, palinoforaminíferos ocorrem subordinados. A mop de origem continental é melhor representada pelos fitoclastos opacos e grãos de pólen de gimnospermas. A matéria orgânica amorfa ocorre em alta concentração.

A crescente contribuição de componentes do querogênio de origem continental fitoclastos opacos, com a redução nos valores da matéria orgânica amorfa sugere influxo de terrígenos no sistema deposicional neste intervalo. Grãos de pólen bissacados é o grupo melhor representado neste intervalo da flora continental, visto que os valores relativos de esporos e angiospermas foram inferiores a 5%.

O predomínio de dinoflagelados nas amostras é interpretado como representante de condições marinhas, em ambiente nerítico médio a externo. A alta

concentração de dinoflagelados (75%-60%), representados principalmente pelos gêneros gonyaulacóides *Lingulodinium*, *Nematosphaeropsis*, *Spiniferites* indicadores de ambiente marinho. Os gêneros citados são reportados a associações características de ambiente nerítico externo a oceânico (Wall *et al.*, 1977; Harland, 1983; Marret & Zonneveld, 2003).

A alta contribuição na formação da assembléia de palinoforaminíferos converge para caracterização de ambiente nerítico a batial. Ferreira (2004) registrou altas concentrações deste grupo na Bacia de Sergipe, indicativos de condições mais distais da linha de costa (ambiente nerítico externo/batial superior).

3.4.3. Conjunto 3 (amostras 1303,60 m-1302,65 m de profundidade)

Palinomorfos marinhos predominam neste intervalo, a mop de origem continental é representada pelos fitoclastos opacos. Dinoflagelados ocorrem com frequência de 60%, palinoforaminíferos atingem seu máximo de representatividade neste intervalo apresentado pico de 40% de frequência.

As elevadas percentagens de dinoflagelados (60%) e palinoforaminíferos (40%) são caracterizadas como ambiente plataformal. A abundância de matéria orgânica amorfa, ainda que em valores inferior constatado na base da seção indica condições ambientais distais da linha de costa. O aporte da matéria orgânica continental é diagnosticado pela frequência relativa de fitoclastos opacos.

3.4.4. Conjunto 4 (amostra 1301,60 m de profundidade)

Este intervalo é caracterizado pelo domínio de dinoflagelados. A matéria orgânica amorfa continua ocorrendo com alta frequência, fitoclastos opacos representam o aporte da mop de origem continental.

O total predomínio das associações de dinoflagelados dos gêneros *Hystriospheropsis*, *Lingulodinium*, *Nematosphaeropsis*, *Operculodinium*, *Spiniferites* é interpretado como ambientes nerítico externo a oceânico. A inexpressiva frequência de palinoforaminíferos reforça esta interpretação.

3.5. Discussão dos resultados do poço BP-01

O poço BP-01 foi alvo de outros dois estudos Gomide (1989), Anjos-Zerfass (2009), com resultados convergentes, e pequenas diferenças no nível de detalhamento no posicionamento bioestratigráfico (Figura 20). Gomide (1989), com base na assembléia de nanofósseis calcários, posicionou esta seção do poço BP-01 entre as zonas N560 e N570 (parte média e parte superior do Mioceno inferior). Com base na fauna de foraminíferos planctônicos Anjos-Zerfass (2009) posicionou as amostras basais da seção (1308,55 m–1305,55 m) no Mioceno inferior (Burigaliano) e a amostras superiores (1305,05 m–1300,08 m) Mioceno médio (Langhiano). Nas mesmas amostras Anjos-Zerfass (*op. cit.*) aplicou datação isotópica ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) e registrou três idades absolutas (17 Ma, 16,9 Ma e 14,7 Ma) obteve todas acima dos 1304,05 m, corroborando o fatiamento das amostras feitas com foraminíferos.

A associação de dinoflagelados das amostras basais da seção (1307,10 m–1305,05 m) permite inferir para as amostras idade não mais antiga que o Eomioceno, resultado que encontra apoio nos demais trabalhos realizado no material (Gomide, 1989; Anjos-Zerfass, 2009). Nas amostras acima dos 1305,05 m não foi possível estabelecer posicionamento bioestratigráfico mais preciso devido ao empobrecimento das associações e a existência de níveis estéreis (1304,05 m; 1302,25 m; 1301,75 m). contudo a presença contínua da espécie *H. obscura* permite inferir idade miocena para as demais amostras. A existência de níveis estéreis podem representar hiatos temporais, hipótese também levantada por Anjos-Zerfass (*op. cit.*) com base nas idades obtidas com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Em termos ambientais, os resultados atingidos indicam natureza marinha para as amostras estudadas, o predomínio nas associações de dinoflagelados dos gêneros *Hystriospheropsis*, *Lingulodinium*, *Nematosphaeropsis*, *Operculodinium*, *Spiniferites* caracterizam a seção como ambientes nerítico externo a oceânico (Wrenn & Kokinos, 1986, apud Stover *et al.*, 1996). Em sedimentos modernos Melia (1984) demonstrou que o decréscimo nos níveis de palinoforaminíferos esta relacionado com o aumento da profundidade da lâmina de água. Estando em consenso com a interpretação realizada por Anjos-Zerfass (2009), que caracterizou a seção do poço tendo sido depositada sob regime de ambiente plataformal. As interpretações feitas a partir dos conjuntos palinológicos também estão de acordo com a interpretação feita por Dias *et*

al., (1994) para formação Imbé, que teria sido formada sob condições de ambiente marinho profundo (plataforma externa e talude).

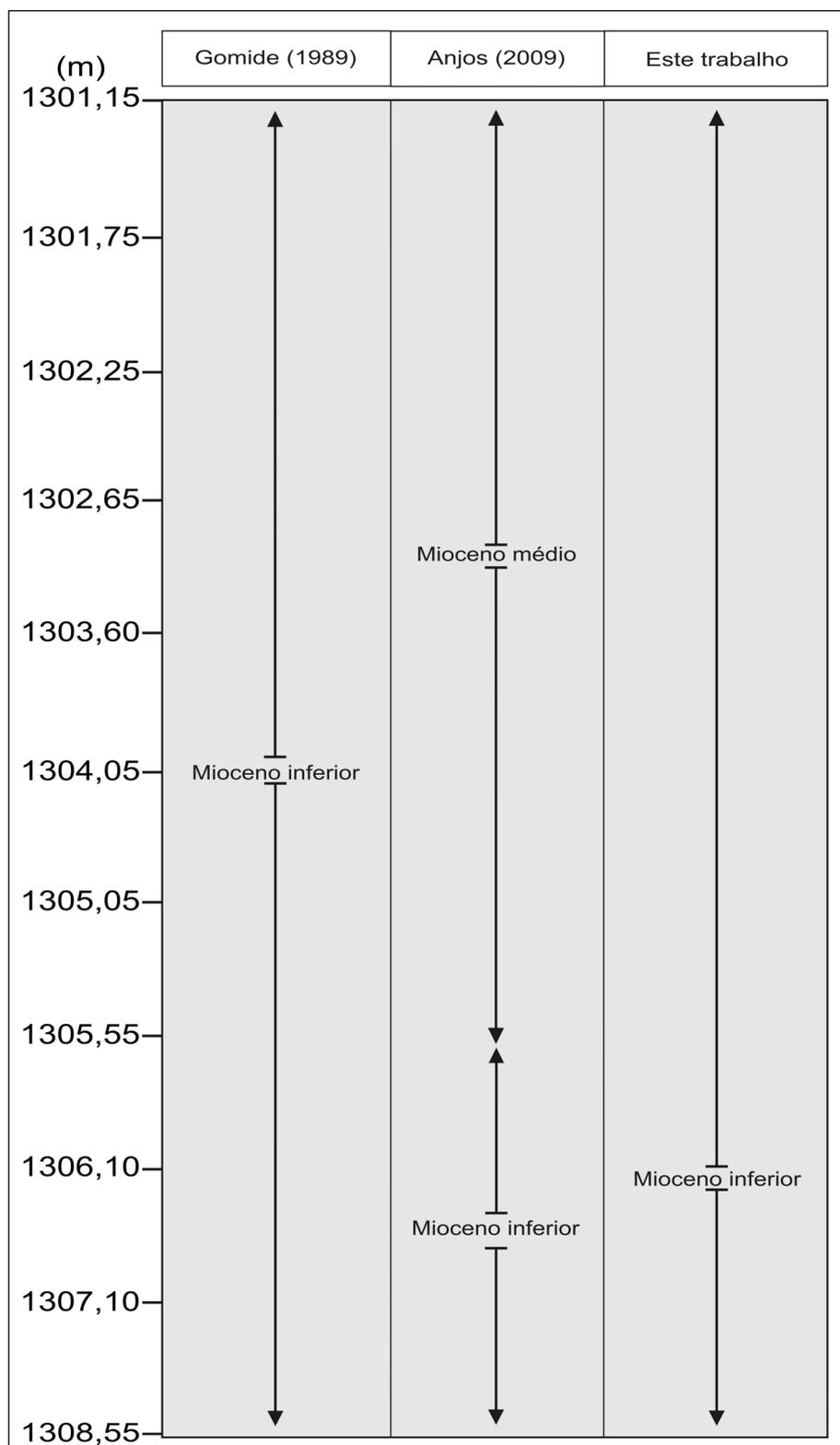


Figura 20. Quadro comparativo dos resultados bioestratigráficos entre os trabalhos realizados no poço BP-01.

IV. CONCLUSÕES

O trabalho aqui realizado é considerado inédito, uma vez que nenhum outro autor desenvolveu de forma detalhada qualquer estudo dessa natureza para o intervalo na Bacia de Pelotas.

As associações palinológica apresentaram, em geral, bom estado de preservação. Contudo foi necessário utilizar corante em todas as lâminas confeccionadas, pois os palinomorfos, em sua grande maioria, mostram-se translúcidos em luz branca transmitida, principalmente os cistos de dinoflagelados. Dessa forma, foi preciso montar entre 5 a 10 lâminas apalinológicas de cada nível amostrado, em todos os poços, objetivando atingir quantidades suficientes para as interpretações paleoambientais. Embora pouco abundantes, os palinomorfos mostraram eficiência em termos paleoambientais e bioestratigráficos, com presença de espécies-guias significativas.

Quando comparamos a preservação e abundância das associações palinológicas neogenas da bacia com associações das seções cretáceas (Premaor *et al.*, 2010) e paleogenas (Fischer, 2008), verifica-se que há uma queda acentuada na qualidade (preservação) e abundância (quantidade) dos palinomorfos.

Condições de deposição em ambiente marinho foram registradas para os três poços, com variações significativas entre eles. No poço 2-CA-1-RS as formas registradas de dinoflagelados nas amostras basais caracterizaram ambiente nerítico médio a profundo, já para os níveis superiores foi interpretado como pertencentes a ambiente nerítico interno.

Para o poço 2-TG-96-RS o padrão de distribuição da mop e as espécies de dinoflagelados registradas sugerem deposição em condições de ambiente nerítico interno em todas as amostras. Contudo, a maior representatividade da mop de origem continental nos níveis superiores (115,75 m-73,50 m) caracteriza certa proximidade com o continente, ou seja apresentando tendência regressiva para o poço. Os resultados obtidos a partir das interpretações paleoambientais demonstram tendência regressiva para os poços 2-CA-1-RS, 2-TG-96-RS.

A distribuição da mop ao longo da seção estudada do poço BP-01 permitiu interpretar as amostras sob condições marinhas distais, diferentemente dos poços anteriores. As associações de dinoflagelados e as associações palinológicas caracterizam deposição sob regime de ambiente nerítico externo a oceânico.

Provavelmente, a transgressão miocena verificada na base do poço 2-TG-96-RS está relacionada ao evento transgressivo que atingiu áreas mais extensas, abrangendo a Bacia de Pelotas e bacias adjacentes no Uruguai e Argentina, denominado Mar Enterriense, com reconstrução esboçada em Martínez & del Rio (2002) e Perea & Martínez (2004) (Figura 4). Este evento transgressivo culminou com a deposição de sedimentos marinhos, de idade neomiocena, reconhecidos na área do poço 2-TG-96-RS.

As interpretações paleoambientais encontram apoio na literatura disponível a partir de amostras dos mesmos poços e no contexto da evolução geral da bacia durante o Neógeno. As variações paleoambientais registradas nos poços 2-CA-1-RS e 2-TG-96-RS apresentam tendência geral regressiva a partir do Neomioceno, em conformidade com outras ferramentas micropaleontológicas. Dados litoestratigráficos (Gonçalves *et al.*, 1979) e de estratigrafia de seqüência (Fontana, 1996) delineiam uma cunha sedimentar regressiva com pulsos transgressivos para a bacia, verificados até o Holoceno.

Espécies-índices foram identificadas nas associações palinológicas; dinoflagelados foram mais úteis para o posicionamento bioestratigráfico das seções. A seção estudada do poço **2-CA-1-RS** é datada entre o Mioceno inferior–Pleistoceno inferior; do poço **2-TG-96-RS** entre o Mioceno superior–Plioceno inferior; e do poço **BP-01** no Mioceno inferior.

Não se pode realizar maiores correlações uma vez que as associações palinológicas são diferenciadas em termos de idade. Mesmo com a ocorrência de algumas espécies comuns, estas apresentam ampla distribuição estratigráfica, não permitindo maiores inferências.

Durante a realização deste trabalho ocorreu o reconhecimento de palinomorfos retrabalhados (vide Tabelas 2, 4 e 5) nos três poços, representados por elementos continentais de idade paleozóica e mesozóica. Esses registros possibilitam inferir a área fonte de sedimentos que colaborou com o preenchimento da bacia durante o Neógeno. Depósitos permianos foram erodidos e depositados durante o Neógeno na

Bacia de Pelotas. Considerando que foram reconhecidos espécimes dos táxons *Limitisporites* (Leschik) Schaarschmidt 1963, *Lunatisporites* (Leschik) Scheuring 1970 e *Vittatina* (Luber) Wilson 1962, é possível supor que a área fonte dos sedimentos portadores deste elementos seja a Bacia do Paraná, visto que esses táxons são registrados em depósitos paleozóico no estado do Rio Grande do Sul (vide Souza & Marques-Toigo, 2005). A espécie de esporo *M. florida* (Balme) Pocock 1961 (Jurássico Inferior/Cretáceo Inferior) tem aqui seu primeiro registro para as bacias sedimentares brasileiras.

Visto que não se conhece o comportamento geral da sucessão dos palinomorfos na Bacia de Pelotas, o uso de esquemas bioestratigráfico de bacias estrangeiras para identificação de espécies de interesse estratigráfico se mostrou válido na obtenção de posicionamento estratigráfico dos poços aqui analisados. A coluna palinológica padrão proposta por Regali *et al.* (1974ab) para as bacias da margem leste brasileira, também se mostrou adequada para auxiliar a análise bioestratigráfica na bacia.

Como já foi mencionado, a ausência de zoneamentos palinológicos disponíveis para o Neógeno dessa porção da margem atlântica e, especialmente para a Bacia de Pelotas, impõe limitação ao posicionamento bioestratigráfico uma vez que não se conhece o comportamento geral da sucessão destes microfósseis de parede orgânica nesta porção do Atlântico Sul. Os resultados atingidos neste trabalho demonstram o potencial de aplicação da palinologia para a interpretação paleoambiental e bioestratigráfica da Bacia de Pelotas.

V. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEÑOLAZA, F.G. 2000. La Formacion Paraná (Mioceno médio): estratigrafia, distribución regional y unidades equivalentes. *In*: ACEÑOLAZA, F. G.; HERBST, R. (Ed.). *El Neógeno de Argentina*. Tucumán: INSUGEO. (Serie Correlación Geológica). p. 9-27.

ANJOS, G.S. 2004. *Bioestratigrafia (Foraminífera) do Mioceno-Plioceno da Plataforma de Florianópolis, porção setentrional da Bacia de Pelotas*. Porto Alegre. 80p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

ANJOS-ZERFASS, G.S. 2009. *Estudos paleoambientais com base em isótopos de carbono, oxigênio e estrôncio em foraminíferos do Terciário da Bacia de Pelotas*. Porto Alegre. 231 p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

ANJOS-ZERFASS, G.S.; SOUZA, P.A.; CHEMALE, F. J. 2008. Biocronoestratigrafia da Bacia de Pelotas: estado atual e aplicação na geologia do petróleo. *Revista Brasileira de Geociências*, 38 (2-suplemento): 1-16.

ANTUNES, R. L.; MELO, J. H. G. 2001. Micropaleontologia e estratigrafia de seqüências. *In*: H.J.P. Severiano Ribeiro. (org.). *Estratigrafia de seqüências: fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, Ed. Unisinos. p.137-218.

ARAI, M. 2007. *Sucessão das associações de Dinoflagelados (Protista, Pyrrhophyta) ao longo das colunas estratigráficas do Cretáceo das bacias da margem continental brasileira: uma análise sob ponto de vista paleoceanográfico paleobiogeográfico*. Porto Alegre. 141p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

ARAI, M.; LANA, C.C. 2004. Dinoflagelados. *In*: CARVALHO, I. S. (Ed.). *Paleontologia*. Rio de Janeiro, ed. Interciência. p.327-353.

ARAI, M.; MASURE, E.; LEMOS, V.B. 2006. Occurrence of a high-diversity Aptian microphytoplanktonic assemblage in Pelotas Basin (Southern Brazil): its implication for the Early Cretaceous history of the South Atlantic. *In*: SIMPÓSIO DO CRETÁCEO DO BRASIL. 7., 2006, Serra Negra. *Boletim de resumos*. Rio Claro: UNESP, p.12.

ASMUS, H. E.; PORTO, R. 1972. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972, Belém. *Anais...*Belém, SBG, v.2, p. 67-90.

ASMUS, H. E. 1983. A Bacia de Pelotas no esquema evolutivo da margem continental brasileira. *In*: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1., 1983, Porto Alegre. *Atas...*Porto Alegre, SBG, p. 245-252.

ASMUS, H. E.; PAIM, P. S. G. 1986. Condicionamento geológico na evolução da Planície Costeira sul-riograndense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34º., 1986, Goiânia. *Anais...Goiás*, SBG. v.1, p. 461-471.

BATTEN, D. J. 1996. Chapter 26. Palynofacies Introduction. *In: JANSONIUS, J.; MCGREGOR, D.C (Ed.). Palynology: principles and applications*. Dallas. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, V.3, p. 1011-1084.

BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; AYUP-ZOAUIN, R. N. 2008. Cronoestratigrafia da Bacia de Pelotas: uma revisão das seqüências deposicionais na área do Cone do Rio Grande. *Gravel*, 6 (1): 125-138. Disponível em: <<http://www.ufrgs.br/ceco/Gravel/portugues/publica.htm>> Acesso em: 17 junh. 2008.

BARTH, O. M. 2004. Palinologia. *In: CARVALHO, I. S. (Ed.). Paleontologia*. Rio de Janeiro, ed. Interciência. p.369-379.

BARREDA, V.; PALAMARCZUK, S. 2000a. Palinoestratigrafía de depósitos del Oligoceno tardio-Mioceno en el área sur del Golfo San Jorge, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana*, 37 (1): 103-117.

BARREDA, V.; PALAMARCZUK, S. 2000b. Estudio palinoestratigráfico del Oligoceno tardío-Mioceno en secciones de la costa patagónica y plataforma continental argentina. *In: ACEÑOLAZA, F. G.; HERBST, R. (Ed.). El Neógeno de Argentina*. Tucumán: INSUGEO, (Serie Correlación Geológica). p. 103-138.

BAUERMANN, S.G. 2003. *Análises palinológicas e mudanças paleovegetacionais nas turfeiras de Barrocas e Águas Claras, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil*. Porto Alegre. 139p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

BAUERMANN, S.G.; BEHLING, H.; MACEDO, R.B. 2009. Biomas regionais e evolução da paisagem no Rio Grande do Sul com base em paleopalinologia. *In: RIBEIRO, A.M.; BAUERMANN, S.G.; SCHERER, C.S. (Ed.). Quaternário do Rio Grande do Sul integrando conhecimentos*. Porto Alegre: SBP. p. 81-93. (Monografias da Sociedade Brasileira de Paleontologia).

BERGGREN, W.A.; KENT, D.V.; SWISHER, C.C. & AUBRY, M.P. 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *In: BERGGREN, W.A.; KENT, D.V.; AUBRY, M.P.; HARDENBOL, J. (Ed.). Geochronology, Time Scales and stratigraphic correlation*. Tulsa: SEPM (special publication No. 54). p. 129-212.

BERTELS, A.; KOTZIAN, S.C.B.; MADEIRA-FALCETA, M. 1982. Micropaleontologia (foraminíferos e ostracodes) del Cuaternario de Palmares do Sul (Formación Chui), Brasil. *Ameghiniana*, 19 (1/2): 125-156 .

BIFFI, U.; GRIGNANI, D. 1983. Peridinioid dinoflagellate cyst from the Oligocen of Niger Delta, Nigéria. *Micropaleontology*, 29 (2): 126-146.

- BIFFI, U.; MANUM, S. B. 1988. Late Eocene-Early Mioce dinoflagellate cyst stratigraphy from the Marche Region (Central Italy). *Bullettino della Società Paleontologica Italiana*, 27 (2): 163-212.
- BOLTOVSKOY, E.; MADEIRA-FALCETA, M.; THIESEN, Z.V. 1982. Foraminíferos del testigo 22 (talud meridional). *Ameghiniana*, 19 (1/2): 179-208.
- BOLTOVSKOY, E.; THIESEN, Z.V.; MADEIRA-FALCETA, M. 1983. Foraminíferos da província costeira do Rio Grande do Sul (Brasil). *Pesquisas*, 15: 127-149.
- BOLTOVSKOY, E.; THIESEN, Z.V.; MADEIRA-FALCETA, M. 1983. Foraminíferos da província costeira do Rio Grande do Sul (Brasil). In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1., 1983, Porto Alegre. *Atas...Porto Alegre*, SBG, p.402.
- BROWN, S.; DOWNIE, C. 1985. Dinoflagellate cyst stratigraphy of Paleocene to Miocene sediments from the Goban Spur (sites 548-550, leg 80) In: GRACIANSKY, P.C.; POAG, C.W. *et al. Initial Reports. DSDP*, 80: 643-651. Disponível em: <http://www.deepseadrilling.org/i_reports.htm>. Acesso em: 10 mar. 2010
- BUENO, G.V.; ZACHARIAS, A.A.; OREIRO, S.G.; CUPERTINO, J.A.; FALKENHEIN, F.U.H. & NETO, M.A.M. 2007. Bacia de Pelotas *Boletim de Geociências Petrobras*, 15 (2): 551-559.
- CARREÑO, A.L.; COIMBRA, J.C.; CARMO, D.A. 1997. Biostratigraphy of the Late Neogene and Quaternary ostracodes in the Pelotas Basin, Southern Brazil. *Gaia*, 14: 33-43.
- CARREÑO, A.L.; COIMBRA, J.C.; CARMO, D.A. 1999. Late Cenozoic sea level changes evidenced by ostracodes in the Pelotas basin, southernmost Brazil. *Marine Micropaleontology*, 37: 117-129.
- CARVALHO, M.A.; OLIVEIRA, D.C.; MACHADO, L.G. & MENDONÇA FILHO, J.G. 2005. Sedimentação Albo-aptiana de Partículas vegetais (fitoclastos) em Rochas do Membro Taquari, Formação Riachuelo, Bacia de Sergipe. *Arquivos do Museu Nacional*, 63 (3): 411-424.
- CEOLIN, D.; FAUTH, G.; COIMBRA, J.C. 2010. Cretaceous-Lower Paleogene ostracods from Pelotas Basin, Brazil. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*. (no prelo).
- CLOSS, D. 1967. Miocene planktonic foraminífera from southern Brazil. *Micropaleontology*, 3: 3-37.
- CLOSS, D. 1970. Estratigrafia da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul. *Iheringia*, 3: 3-76.
- CLOSS, D., MADEIRA, M.L. 1968. Cenozoic foraminífera from the Chuy drill-hole, northern Uruguay. *Ameghiniana*, 5 (7): 229-246.

CORRÊA, I.C.S; VILLWOCK, J.A. 1996. Continental Shelf and Coastal Plain Sediments of the Southeast and South Coast of Brazil. *In: CORRÊA, I.C.S; MARTINS, L.R (Ed.). Exploratory text of Atlas: Morphology and Sedimentology of the Southwest Atlantic Coastal Zone and Continental Shelf from Cabo Frio (Brazil) to Peninsula Valdés (Argentina).*CECO. p.41-54.

CORRÊA, I.C.S; MARTINS, L.R.; KETZER, J.M.M; ELIAS, A.R.D & MARTINS, L.R. 1996. Evolução Sedimentológica e Paleogeográfica da Plataforma Continental Sul e Sudeste do Brasil. *Notas Técnicas*, 9: 51-61.

CHRISTOPHER, R.A.; GOODMAM, D.K. 1996. Chapter 15. Introduction to biostratigraphy and time scales. *In: JANSONIUS, J.; MCGREGOR, D.C (Ed.). Palynology: principles and applications.* Dallas. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, V.2, p. 463-492.

DAEMON, R.F. 1969. Estudo bioestratigráfico preliminar efetuado em sedimentos neogênicos do poços 2-PS-1-RS (Palmares do Sul, RS), 2-MO-1-RS (Mostardas, RS) e 2-CI-1 (Cassino, RS). Relatório 390, Petrobrás. Distrito de Exploração do Sul (não publicado). 17 p.

DAEMON, R.F.; QUADROS, L.P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 24, Brasília. *Anais...*Belém, SBG, p. 359-412.

de VERNAL, A.; MUDE, P.J.; HARLAND, R.; MORZADEC-KERFOURN, M.T.; TURON, J. & WRENN, J.H. 1992. Quaternary organic-walled dinoflagellate cysts of the North Atlantic Ocean and adjacent seas: ecostratigraphy and biostratigraphy. *In: HEAD, M.J.; WRENN, J.H. Neogene and Quaternary Dinoflagellate Cyst and Acritarchs.* Dallas. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, p. 289-328.

de VERTEUIL, L. 1996. Data report: upper Cenozoic dinoflagellate cysts from the continental slope and rise off New Jersey. *In: MOUNTAIN, G.S.; MILLER, K.G.; BLUM, P.; POAG, C.W.; TWICHELL, D.C. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Result*, v. 150: 439-454, Disponível em: <<http://www-odp.tamu.edu/publications>>. Acesso em: 04 abr. 2009.

de VERTEUIL, L.; NORRIS, G. 1992. Miocene Protoperidiniacean dinoflagellate cyst from the Meryland and Virginia coastal plain. *In: HEAD, M.J.; WRENN, J.H. Neogene and Quaternary Dinoflagellate Cyst and Acritarchs.* Dallas. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. p. 391-430.

DEÁK, M.H. 1964. Les Scytianscias. *Bulletin of the Geological Society of Hongrie*, 94: 95-106.

DIAS, J.L; SAD, A.R.E.; FONTANA, R.L. & FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia de Pelotas. *Boletim de Geociências Petrobras*, 8 (1): 235-245.

DINO, R. 1992. *Palinologia, bioestratigrafia e paleoecologia da Formação Alagamar-Cretáceo da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil.* São Paulo. 300p. Tese de Doutorado

em Geociências (Geologia Sedimentar), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

EDWARDS, L.E.; ANDRLE, V.A.S. 1992. Distribution of selected dinoflagellate cysts in modern marine sediments. *In: HEAD, M.J. & WRENN, J.H. (Ed.), Neogene and Quaternary Dinoflagellate Cyst and Acritarchs*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas. p. 259-288.

ELSIK, W.C. 1996. Chapter 10. Fungi. *In: JANSONIUS, J.; MC GREGOR, D.C. (Ed.), Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v.1. p.293-305.

FERREIRA, E.P.; CARVALHO, M.A. 2002 Os fósseis da Bacia de Sergipe-Alagoas Palinoforaminíferos. *Phoenix (Informativo da Fundação Paleontológica Phoenix)*, 38: 1-4. Disponível em: <http://www.phoenix.org.br/phoenix38_fev02.html>. Acesso em 02 out. 2008.

FERREIRA, E.P. 2004. *Palinoestratigrafia e caracterização de paleoambientes da seção paleocênica-eocênica da Bacia de Sergipe*. Rio de Janeiro. 253p. Tese de Doutorado em Ciências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

FERREIRA, E.P.; CARVALHO, M.A.; VIVIERS, M.C. 2005 Palinologia (Fungos) da Formação Calumbi, Paleoceno da Bacia de Sergipe. *Arquivos do Museu Nacional*, 63(4): 395-410.

FISCHER, T.V. 2008. *Posicionamento bioestratigráfico e paleoambientes de seção selecionada do paleógeno inferior da bacia de Pelotas (RS), com base em palinologia*. Porto Alegre, 90p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

FISCHER, T.V.; PREMAOR, E.; ARAI, M & SOUZA, P.A. 2007. Palinologia da Bacia de Pelotas: dados preliminares da seção paleocênica. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA*, 20, 2007, Búzios. *Anais...Búzios*: SBP, p. 232.

FISCHER, T.V.; ARAI, M.; SOUZA, P.A. 2008a. Bioestratigrafia com base em dinocistos (divisão Dinoflagellata, classe Dinophyceae) Paleógeno do poço 2-RSS-1. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 44, 2008. Curitiba. *Anais...Curitiba*: SBG. 1 CD-ROM.

FISCHER, T.V.; ARAI, M.; SOUZA, P.A. 2008b. Palinologia: distribuição quantitativa da matéria orgânica particulada e paleoambientes da transição entre o Cretáceo e o Terciário do poço 2-RSS-1(Bacia de Pelotas, RS). *In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEOBOTÂNICA E PALINOLOGIA*, 12, 2008. Florianópolis. *Boletim...Florianópolis*: ALPP. p. 74.

FONTANA, R.L. 1990. Desenvolvimento termomecânico da Bacia de Pelotas e parte Sul da Plataforma de Florianópolis. *In: RAJA GABAGLIA, G.P. & MILANI, E.J. (Ed.), Origem e evolução de bacias sedimentares*. Petrobras. p.377-400.

FONTANA, R.L. 1996. *Geotectônica e Sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis*. Porto Alegre. 214p. 2 vols. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

GARCIA, M.J.; BISTRICHI, C.A.; SAAD, A.R.; CAMPANHA, V.A. & de OLIVEIRA, P.E. 2008. Stratigraphy and paleoenvironments of the Tanque Basin, Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 11 (3): 147-168.

GOMIDE, J. 1989. Bacia de Pelotas Biocronoestratigrafia Baseada em Nanofósseis Calcários. In: XI CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA. 1989, Curitiba. *Anais...*Curitiba, p.339-351.

GONÇALVES, A.; OLIVEIRA, M.A.M.; MOTTA, S.O. 1979. Geologia da Bacia de Pelotas e da Plataforma de Florianópolis. *Boletim de Geociências Petrobras*, 22(3): 157-174.

GONÇALVES, H.M.S.; DEHNHARDT, B.A. 1999. Interpretação do testemunho T-101, (32°05'S; 47°35'W) com base em nanofósseis calcários Cone do Rio Grande, Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29 (4): 527-532.

GRIMM, E.C. 1987. Coniss: a Fortran 77 program for stratigraphically constraining cluster analysis by the method of the incremental sum of square. *Computer & Geosciences*. 13: 13-35.

GRIMM, E.C. 1990. Tilia and Tiliagraph: PC spreadsheet and graphics software for pollen data. INQUA, Commission for the Study of the Holocene, Working Group on Data-Handling Methods, (*Newsletter 4*). p. 5-7.

HARLAND, R. 1977. Recent and Late Quaternary (Flandrian and Devensian) Dinoflagellate cysts from marine continental shelf sediments around the British isles. *Paleontographica Abt. B*. 164: 87-126.

HARLAND, R. 1983. Distribution maps of recent dinoflagellate cysts in bottom sediments from the north atlantic ocean and adjacent seas. *Paleontology*, 26 (2): 321-387.

HARLAND, R. 1992. Dinoflagellate cysts of the Quaternary system. In: POWELL, A.J. (Ed.). *A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts*. London. Chapman and Hall, p. 253-273.

HEAD, M.J. 1993. Dinoflagellates, sporomorphs, and other oalynomorphs from the Upper Pliocene St. erth beds of Cornwall, southwestern England. *Journal of Paleontology*, The Paleontological Society Memoir 31, p.1-53.

HEAD, M.J.; NORRIS, G.; MUDIE, P.J. 1989a. Palynology and dinocyst stratigraphy of the upper Miocene and lowermost Pliocene, ODP Leg 105, Site 646, Labrador Sea. In: SRIVASTAVA, S.P.; ARTHUR, M.; CLEMENT, B. *et al.* *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Result*, 105: 423-451, Disponível em: <<http://www-odp.tamu.edu/publications>>. Acesso em: 04 abr. 2009.

HEAD, M.J.; NORRIS, G.; MUDIE, P.J. 1989b. New species of dinocysts and a new species of acritarch from the upper Miocene and lowermost Pliocene, ODP Leg 105, Site 646, Labrador Sea. In: SRIVASTAVA, S.P.; ARTHUR, M.; CLEMENT, B. *et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Result*, 105: 453-466, Disponível em: <<http://www-odp.tamu.edu/publications>>. Acesso em: 04 abr. 2009.

HEAD, M. J.; NORRIS, G.; MUDIE, P.J. 1989c. Palynology and dinocyst stratigraphy of the Miocene in ODP Leg 105, Hole 645E, Baffin Bay. In: SRIVASTAVA, S.P.; ARTHUR, M.; CLEMENT, B.; et al. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Result*, 105: 467-514, Disponível em: <<http://www-odp.tamu.edu/publications>>. Acesso em: 04 abr. 2009.

HEAD, M.J.; EDWARDS, L.U.; GARRET, J.K.; LENTIN, J.K.; MARRET, F.; MATSUOKA, K.; MATTHIESSEN, J.; MAHONY, J.; SUN, X.; de VERTUIL, L. & ZEVEMBOOM, D. 1993. A forum on Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts: The edited transcript of a round table discussion held at the Third workshop on Neogene and Quaternary dinoflagellates; with taxonomic appendix. *Palynology*, 17: 201-239.

HELENES, J.; CABRERA, D. 2003. Oligocene-Miocene Palynomorph assemblages from eastern Venezuela. *Palynology*, 27: 5-25.

HELENES, J.; CARREÑO, A.L.; CARRILLO, R.M. 2009. Middle to late Miocene chronostratigraphy and development of the northern Gulf of California. *Marine Micropaleontology*, 72 (1-2): 10-25.

HERMANY, G. 2009. *Paleoecologia do sistema Pinguela-Palmital-Malvas, Holoceno da Bacia de Pelotas, RS, Brasil: uma abordagem focada na utilização de diatomáceas (Bacillariophyta) como descritores paleoambientais*. Porto Alegre. 207p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

KLEY, A.S. 2007. *Reconstituição paleoambiental e paleogeográfica do Cenozóico na Bacia de Pelotas: Estudo do poço 2-TG-96-RS (Capão da Canoa, RS, Brasil)*. Porto Alegre, 51p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

KOUTSOUKOS, E.A.M. 1982. Geohistória e paleoecologia das bacias marginais de Florianópolis e Santos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. *Anais...* Salvador, SBG. v.5, p.2369-2382.

KOTZIAN, S.B.; ELIERT, V.P. 1985. Ostracodes mio-plestocênicos da perfuração Chuy n.364, (Bacia de Pelotas), Uruguai. *Acta Geológica Leopoldensia*, 20:81-94.

KURITA, H.; OBUSE, A. 2003. Middle Miocene-Uppermost Lower Pliocene dinoflagellate cyst biostratigraphy, ODP leg 186 hole 1151A, off Sanriku Coast of Northern Japan, Northwestern Pacific. In: SUYEHIRO, K.; SACKS, I.S.; ACTON, G.D.; ODA, M. *et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Result*, 186: 1-19, Disponível em: <<http://www-odp.tamu.edu/publications>>. Acesso em: 05 jun. 2009.

LANA, C.C. 1997. *Palinologia e Estratigrafia integrada da seção Cenomaniano Médio-Turoniano Inferior da porção Centro-Leste da Bacia Potiguar. NE do Brasil*. Porto Alegre. v.1. 341p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

LIMA, M.R.; DINO, R. 1984. Palinologia de amostras da Bacia de Bonfim, Terciário do estado de São Paulo, Brasil. *Boletim IG*, 15: 1-11.

LIMA, M.R.; AMADOR, E.S. 1985. Análise palinológica de sedimentos da formação Resende, Terciário do estado do Rio de Janeiro, Brasil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA*, 8., 1983. Rio de Janeiro. *Coletânea...Rio de Janeiro*: MME-DNPM, p 371-378.

LIMA, M.R.; ANGULO, R.J. 1990. Descoberta de microflora em um nível linhítico da Formação Alexandra, Terciário do Estado do Paraná, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 62 (4): 357-371.

LIMA, M.R.; MELO, M.S.; COIMBRA, A.M. 1991. Palinologia de sedimentos da Bacia de São Paulo, Terciário do estado de São Paulo, Brasil. *Revista IG*, 12 (1/2): 7-20.

LIMA, M.R.; RICCOMINI, C.; SOUZA, P.A. 1994. Palinologia de folhelhos do Gráben de Casa de Pedra, Terciário do estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Acta Geológica Leopoldensia*, 39: 485-504.

LONDEIX, L.; BENZAKOUR, M.; de VERNAL, A.; TURON, J.L. & SUC, J.P. 1999. Late Neogene dinoflagellate cyst assemblages from the Strait of Sicily, Central Mediterranean Sea: paleoecological and biostratigraphical implications. *In: Wrenn, J.H. et al. (Ed.). The Pliocene: Time of Change*. Dallas. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, (Contribution Series) p. 65-91.

LORSCHUITTER, M.L.; DILLENBURG, S.R. 1998. Holocene Paleoenvironments of the Northern Coastal Plain of Rio Grande do Sul, Brazil, Reconstructed From Palynology of Tramandaí Lagoon Sediments. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. 11(1): 75-99.

MADEIRA-FALCETA, M.; THIESEN, Z.V.; BERTELS, A. & KOTZIAN, S.C.B. 1980a. Foraminíferos radiolarios de testemunhos da plataforma continental e talude do Rio Grande do Sul, Brasil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31, 1980. *Anais...Balneário Camboriú, SBG*, v.5, p.3090-3100.

MADEIRA-FALCETA, M.; THIESEN, Z.V.; KOTZIAN, S.C.B. & GODOLPHIM, M. 1980b. Interpretação de dois testemunhos de sondagem (PSD-3 e ALB) na planície costeira do Rio Grande do Sul-Brasil. *Pesquisas*, 13: 91-107.

MADEIRA-FALCETA, M.; THIESEN, Z.V. 1988. Foraminíferos da perfuração 2-Gast-1A-RS, Bacia de Pelotas. *Pesquisas*, 21: 49-59.

MARRET, F.; de VERNAL, A.; PEDERSEN, T.F.; McDONALD, D. 2001. Middle Pleistocene to Holocene palynostratigraphy of Ocean Drilling Program Site 887 in the

Gulf of Alaska, northeastern North Pacific. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38: 373-386.

MARRET, F.; ZONNEVELD, K.A. F. 2003. Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution. *Review of Paleobotany and Palynology*, 125: 1-200

MARTÍNEZ, S.; DEL RÍO, C.J. 2002. Late Mioce mollusc from the southwestern Atlantic Ocean (Argentina and Uruguay): a paleobiogeographic analysis. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 188: 167-187.

MARQUES-TOIGO, M.; MEDEANIC, S.; MOSBRUGGER, V. & ASHRAF, A.R. 2002 Palaeoenvironmental changes in the Maquine River Valley, RS, Brazil during Holocene according to palynological data. *Revista brasileira de paleontologia*, 3: 36-47.

MARTINS, L.R.; URIEN, C.M.; CORRÊA, I.C.S. & MARTINS, I.R. 1996. Late Quaternary Processes along the Rio Grande do Sul Continental Shelf (Southern-Brazilian). *Notas Técnicas*, 9: 62-68.

MATSUOKA, K. 1992. Species diversity of Modern dinoflagellate cyst in surface sediments around the Japanese islands. In: HEAD, M.J. & WRENN, J.H. (Ed.), *Neogene and Quaternary Dinoflagellate Cyst and Acritarchs*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, p.33-53.

MAYER, K.E.B. 2004. *Mudanças ambientais nas Lagoas dos Quadros e Itapeva, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, com base em análise de palinofácies e dados palinológicos*. Porto Alegre. 191p Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

McMINN, A. 1992a. Pliocene through Holocene dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Gippsland Basin, Australia. In: HEAD, M.J.; WRENN, J.H (Ed.). *Neogene and Quaternary Dinoflagellate Cyst and Acritarchs*. Dallas. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. p.391-430.

McMINN, A. 1992b. Neogene dinoflagellate distribution in the eastern Indian Ocean from leg. site 765. In: GRADSTEIN, F.M.; LUDDEN, J.N. *et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Result*, 123: 429-441, Disponível em: <<http://www-odp.tamu.edu/publications>>. Acesso em: 04 abr. 2009.

McMINN, A. 1993a. Quaternary dinoflagellate cyst distribution at site 820, Great Barrier Reef. In: MCKENZIE, J.A.; DAVIES, P.J.; PALMER-JULSON, A. *et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Result*, 133: 93-95, Disponível em: <<http://www-odp.tamu.edu/publications>>. Acesso em: 04 abr. 2009.

McMINN, A. 1993b. Neogene dinoflagellate cyst biostratigraphy from sites 815 and 823, leg 133, northeastern Australian margin. In: MCKENZIE, J.A.; DAVIES, P.J.; PALMER-JULSON, A. *et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Result*, 133: 97-105, Disponível em: <<http://www-odp.tamu.edu/publications>>. Acesso em: 04 abr. 2009.

MEDEANIC, S.; MARQUES-TOIGO, M.; ASHRAF, A.R. 2000. The use of fossil algae for the palaeoenvironmental reconstruction during the Late Holocene in the Maquine River Valley, RS, Brazil. *Geociências*, n°. especial: 168-172.

MEDEANIC, S. 2006a. The palynomorphs from surface sediments of intertidal marshes in the estuarine part of the Patos Lagoon. *Iheringia*, 61 (1/2): 49-62.

MEDEANIC, S. 2006b. Freshwater algal palynomorph records from the Holocene deposits in the Coastal Plain of Rio Grande do Sul. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 141 (1/2): 83-101.

MEDEANIC, S.; COSTA, C.B.; CORRÊA, I.C. S. 2006. Os palinómorfos nas reconstruções paleoambientais: *Azolla filiculoides* Lam. nos sedimentos holocênicos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. *Gravel*, 4: 49-61. Disponível em: <<http://www.ufrgs.br/ceco/Gravel/portugues/publica.htm>>. Acesso em: 17 junh. 2008.

MEDEANIC, S.; CORRÊA, I.C.S., WESCHENFELDER, J. 2007. Palinómorfos nos sedimentos de fundo da Laguna dos Patos, RS: Aplicação nas reconstruções paleoambientais. *Gravel*, 5: 89-102. Disponível em: <<http://www.ufrgs.br/ceco/Gravel/portugues/publica.htm>>. Acesso em: 17 junh. 2008.

MELIA, M. B., 1984. The distribution and relationship between palynomorphs in aerosols and deep-sea sediments off the coast of northwest Africa. *Marine Geology*, 58: 345-371.

NEVES, P.C.P. 1991. *Palinologia de sedimentos de uma mata tropical paludosa em Terra de Areia, Planície Costeira Norte, Rio Grande do Sul*. Porto Alegre. 232p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

NEVES, P.C.P.; LORSCHUITTER, M.L. 1995. Upper Quaternary palaeoenvironments in the Northern Coastal Plain of Rio Grande do Sul, Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 9: 39-67.

ORNELLAS, L.P. 1981. *Os ostracodes e seu significado na interpretação dos eventos cenozóicos na Bacia de Pelotas, RS. Transgressões, Regressões, Paleoecologia e Bioestratigrafia*. Porto Alegre, 218p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

PALAMARCZUK, S.; BARREDA, V. 1998. Bioestratigrafia en base a quistes de dinoflagelados de la formación Chenque (Mioceno), Provincia del Chubut, Argentina. *Ameghiniana*, 35 (2): 415-426.

PALAMARCZUK, S.; BARREDA, V. 2000. Palinología del Paleogeno tardio-Neogeno temprano, pozo Aries x-1, Plataforma Continental Argentina, Terra del Fuego. *Ameghiniana*. 37 (2): 221-234.

PALYNODATA INC.; WHITE, J.M. Palynodata Datafile: 2006 version, with Introduction by J.M. White. 2008. 1 CD-ROM (*Geological Survey of Canada Open File 5793*).

- PEREA, D.; MARTÍNEZ, S. 2004. Estratigrafia del Mioceno-Pleistoceno en Litoral Sur-Oeste de Uruguay. In: VEROSLAVSKY, G.; UBILLA, M & MÁRTINEZ, S. (Ed), *Cuencas sedimentares de Uruguay: Geología, paleontología y recursos naturales. Cenozóico*. Montevideo D.I.R.A.C. p.105-124.
- PERSON, M.G.; NORRIS, G. 1999. Paleogene fungi from the Caribou Hills, Mackenzie Delta, northern Canada. *Paleontographica Abt. B*, **250** (4-6): 77-167.
- POWELL, A.J. 1992. Dinoflagellate cysts of the Tertiary system. In: POWELL, A.J. (Ed.). *A Stratigraphic index dinoflagellate cysts*. Chapman & Hall, p. 155-252.
- PREMAOR, E. 2008. *Palinologia da Bacia de Pelotas (RS): bioestratigrafia e paleoambientes da seção campaniana no poço 2-RSS-1*. Porto Alegre, 123p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- PREMAOR, E.; FISCHER, T.V.; ARAI, M. & SOUZA, P.A. 2007. Palinologia da Bacia de pelotas: dados preliminares da seção cretácea. In: XX CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 2007, Búzios. *Anais...Búzios*, SBP. p.231.
- PREMAOR, E.; ARAI, M.; SOUZA, P.A. 2008. Considerações paleoambientais sobre as associações de cistos de dinoflagelados do Neocretáceo do poço 2-RSS-1, Bacia de Pelotas, RS, Brasil. In: XII Simpósio brasileiro de Paleobotânica e Palinologia, 2008, Florianópolis. *Boletim...Florianópolis*, ALPP. p.167.
- PREMAOR, E.; SOUZA, P.A.; ARAI, M. & HELENES, J. 2010. Palinomorfos do Campaniano (Cretáceo Superior) da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul: implicações bioestratigráficas e paleoambientais. *Pesquisas em Geociências*, 37 (1): 63-79.
- REGALI, M.S.P.; UESUGUI, N.; SANTOS, A.S. 1974a. Palinologia dos sedimentos Meso-Cenozóicos do Brasil. Parte I. *Boletim de Geociências Petrobras*, 17 (3): 177-191.
- REGALI, M.S.P.; UESUGUI, N.; SANTOS, A.S. 1974b. Palinologia dos sedimentos Meso-Cenozóicos do Brasil. Parte II. *Boletim de Geociências Petrobras*, 17 (4): 263-301.
- SANGUINETTI, Y.T. 1974. *Tafofaunula de Ostracodes e Bioestratigrafia do Mioceno da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul*. Porto Alegre. 184p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- SANGUINETTI, Y.T. 1980. Bioestratigrafia (Ostracodes do Mioceno da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul). *Pesquisas*, 13: 7-34.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS. D.A. 1984. A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas concentrações minerais. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS. D.A.; DERZE. G.R & ASMUS, H.E. (Ed), *Geologia do Brasil-Texto aplicativo do mapa geológico do Brasil e de área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais-Escala 1:25.000. Brasil*. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. p. 9-53.

SEKIGUCHI, F.B.C. 2002. *Bioclastos de organismos terrestres e marinhos na praia e plataforma interna do Rio Grande do Sul: natureza, distribuição, origem e significado geológico*. Tese (Doutorado)-Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

SILVA, W.G. 2008. *Bioestratigrafia e variações relativas do nível do mar na Planície Costeira do Rio Grande do Sul: Estudo da seção Neogênica/Quaternária do poço 2-CA-1-RS com base em registro palinológico*. Porto Alegre, 84p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

SILVA, W.G.; SOUZA, P.A. 2008. Palinologia da Bacia de Pelotas: dados inéditos do poço 2-CA-1-RS (Curral Alto, RS) *In: SALÃO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA*, 20, 2008, Porto Alegre. *Livro...*Porto Alegre: PROPESQ, v.1. p.19.

SILVA, W.G.; SOUZA, P.A.; ARAI, M. 2008. Palinologia do Intervalo Neogênico do poço 2-CA-1-RS (Curral Alto, RS) Bacia de Pelotas. *In: XII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEOBOTÂNICA E PALINOLOGIA*, 12, 2008, Florianópolis. *Boletim...*Florianópolis: ALPP. p.202.

SIMÕES, M.G., SILVA, S.A.M.; RODRIGUES, S.C.; COIMBRA, J.C. 2008. Braquiópodes (Rhynchonelliformea, Bouchardioidea) neógenos da Bacia de Pelotas (RS) e seu significado paleoambiental. *Revista Brasileira de Geociências*, 38 (4): 676-685.

SOUZA, P.A.; MARQUES-TOIGO, M. 2005. Progress on the palynostratigraphy of the Permian strata in Rio Grande do Sul State, Paraná Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 77 (2): 353-365.

SOUZA, P.A. 2006. Late Carboniferous palynostratigraphy of the Itararé Subgroup, northeastern Paraná Basin, Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 138 (1): 9-29.

STANCLIFFE, R.P.W. 1989. Microforaminiferal linings: Their classification, biostratigraphy and paleoecology, with special reference to specimens from British Oxfordian sediments. *Micropaleontology*, 35 (4): 337-352.

STANCLIFFE, R.P.W. 1996. Chapter 12D. Microforaminiferal linings. *In: JANSONIUS, J.; MC GREGOR, D.C. (Ed.). Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v.1, p.293-305.

STOVER, L.E.; BRINKHUIS, H.; DAMASSA, S.P.; de VERTEUIL, L.R.J.H.; MONTEIL, E.; PARTRIDGE, A.D.; POWELL, A.J.; RIDING, J.B.; SMELROR, M. & WILLIAMS, G.L. 1996. Mesozoic-Tertiary dinoflagellates, acritarchs and prasinophytes. *In: JANSONIUS, J.; MCGREGOR, D.C (Ed.). Palynology: principles and applications*. Dallas. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, V.2, p. 29-50.

THIESEN, Z.V.; MADEIRA-FALCETA, M. 1984. Foraminíferos e evolução paleoecológica da porção norte da província costeira do Rio Grande do Sul. *In:*

CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v.1, p.316-321.

TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK, J.A. 2000. O Cenozóico no Rio Grande do Sul: Geologia da Planície Costeira. In: HOLZ, M. & De ROS, L.F. (Ed.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: Edições CIGO/UFRGS. p. 375-406.

TORRICELLI, S.; BIFFI, U. 2001. Palynostratigraphy of the Numidian Flysch of Northern Tunisia (Oligocene-Early Miocene). *Palynology*. 25: 29-55.

TRAVERSE, A. 1994. Sedimentation of palynomorphs and palinodebris: an introduction. In: TRAVERSE, A. (Ed.) *Sedimentation of organic particles*. Cambridge University Press, p.1-8.

TRAVERSE, A. 1988. *Paleopalynology*. Boston: Unwin Hyman, 600p.

TRIGUIS, J.A.; ARAUJO, L.M. 2001. Aplicação da Petrografia Orgânica na Caracterização dos tratos de sistemas. In: SEVERIANO RIBEIRO, H.J.P. (Ed.). *Estratigrafia de seqüências: fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, Ed. Unisinos. p. 261-302.

TYSON, R.V. 1993. Palynofacies analysis. In: JENKINS, D.J. (Ed.): *Applied Micropalaeontology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. p.153-191.

TYSON, R.V. 1995. Sedimentary Organic Matter: organic facies and palynofacies. Chapman & Hall, London. p.615.

VERTEUIL, L.D. E.; NORRIS, G. 1992. Miocene Protoperidiniacean dinoflagellate cyst from the Maryland and Virginia coastal plain. In: HEAD, M.J.; WRENN, J.H. (Ed.), *Neogene and Quaternary Dinoflagellate Cyst and Acritarchs*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, p.391-430.

VILLWOCK, J.A. 1984. Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Pesquisas*, 16: 5-49.

VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J. 1995. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Técnicas*, 8: 1-45.

WALL, D.; DALE, B.; LOHMANN, G.P. & SMITH, W.K. 1977. The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in North and South Atlantic oceans and adjacent seas. *Marine Micropaleontology*, 2: 121-200.

WERNECK, P.B.; LORSCHHEITTE, M.L. 2001. Paleoambientes dos últimos milênios na Zona da Mata do Faxinal, Rio Grande do Sul, Brasil, através de um estudo de sucessão vegetal. In: XX CONGRESSO BRASILEIRO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 8., 2001, Mariluz Imbé. *Anais...* Mariluz Imbé, ABEQUA. p.405-406.

WILLIAMS, G.L.; BUJAK, J.P. 1985. Mesozoic and Cenozoic dinoflagellates. In: BOLLI, H.M.; SAUNDERS, J.B.; PERCH-NIELSEN, K. *Plankton Stratigraphy*. Cambridge. Cambridge University Press, Cambridge, (Earth Sciences Series). p. 847–964.

WILLIAMS, G.L.; MANUM, S.B. 1999. Oligocene-Early Miocene dinocyst stratigraphy of hole 985A (Norwegian Sea) In: RAYMO, M.E.; JANSEN, E.; BLUM, P.; HERBERT, T.D. *et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Result*, 162: 99-109, Disponível em: <<http://www-odp.tamu.edu/publications>>. Acesso em: 15 abr. 2009.

WILLIAMS, G.L.; BRINKHUIS, H.; PEARCE, M.A.; FENSOME, R.A. & WEEGINK, J.W. 2004. Southern Ocean and global dinoflagellate cyst events compared: index events for the Late Cretaceous–Neogene. In: EXON, N.F.; KENNETT, J. P.; MALONE, M. J. *et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Result*, 189: 1-98, Disponível em: <<http://www-odp.tamu.edu/publications>>. Acesso em: 01 nov. 2007.

WOOD, G.D., GABRIEL, A.M.; LAWSON, J.C.; BATTEN, D.J. 1996. Chapter 3. Palynological techniques-processing and microscopy. In: JANSONIUS, J.; MCGREGOR, D.C. (Ed.). *Palynology: principles and applications*. Dallas. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, V.1, p. 29-50.

WRENN, J.H. 1988. Differentiating species of the dinoflagellate cyst genus *Nematosphaeropsis* Deflander & Cookson. *Palynology*, 12: 129-150.

ANEXO I
Lista Sistemática

1. Esporos

Anthocerotaceae

Cicatricosisporites sp. 1

Cicatricosisporites sp. 2

Cyatheacidites annulatus Cookson 1967

Cyathidites sp.

Laevigatosporites ovatus Wilson & Webster 1946

Laevigatosporites vulgaris (Ibrahim & Loose 1932) Ibrahim 1933

Polypodiisporites speciosus Sah 1967

Polypodiaceisporites sp.

Undulatisporites undulapolus Brenner 1963

Verrucatosporites usmensis Germeraad, Hopping & Muller 1968

2. Grãos de pólen

Araucariacites sp.

Bombacacidites sp.

Chenopodipollis chenopodiaceoides (Martin 1973) Truswell *in* Truswell *et al.* 1985

Compositoipollenites sp.

Corsinipollenites undulatus (González-Guzmán) Lima & Salard-Cheboldaeff 1981

Ilexpollenites sp.

Multiareolites formosus Germeraad, Hopping & Muller 1968

Poaceae

Podocarpidites sp.

Proteacidites adenantoides Cookson 1950

Retistephanocolpites gracilis Regali, Uesugui & Santos 1974

Rubiaceae

3. Algas

3.1 Dinoflagelados

3.1.1 Dinoflagelados Gonyaulacales

Caligodinium amiculum Drugg 1970

Hystrichosphaeropsis complanata Eisenack 1965

Hystrichosphaeropsis obscura Habib 1972

Lingulodinium machaerophorum (Deflandre & Cookson 1955) Wall 1967

Lingulodinium multivirgatum de Verteuil and Norris 1996a

Nematosphaeropsis rígida Wrenn 1988

Operculodinium spp.

Polykrikos sp.

Polysphaeridium zoharyi (Rossignol 1962) Bujak *et al.* 1980

Spiniferites bulloideus (Deflandre & Cookson 1955) Sarjeant 1970

Spiniferites mirabilis (Rossignol 1964) Sarjeant 1970

Tuberculodinium vancampoae (Rossignol 1962) Wall 1967

3.1.2 Dinoflagelados Peridiniales

Capillicysta fusca Matsuoka & Bujak in Matsuoka *et al.* 1987
Lejeunecysta beninensis Biffi & Grignani 1983
Lejeunecysta brassensis Biffi & Grignani 1983
Lejeunecysta globosa Biffi & Grignani 1983
Lejeunecysta hyalina (Gerlach 1961) Artzner & Dörhöfer 1978
Lejeunecysta oliva (Reid 1977) Turon & Londeix 1988
Lejeunecysta sabrina (Reid 1977) Bujak 1984
Quinquecuspis concreta (Reid 1977) Harland 1977
Selenopemphix armageddonensis de Verteuil & Norris 1992
Selenopemphix brevispinosa Head *et al.* 1989c
Selenopemphix dionaeacysta Head *et al.* 1989b
Selenopemphix nephroides Benedek 1972
Selenopemphix quanta (Bradford 1975) Matsuoka 1985a
Trinovantedinium glorianum (Head *et al.* 1989b) de Verteuil & Norris 1992

3.2 Prasinophyta

Tasmanites sp.

3.3 Chlorophycophyta

Botryococcus spp.

4. Fungos

Brachysporisorites sp.
Callimothallus pertusus Dilcher 1965
Diporicellaesporites sp.
Perisporiacites? sp. A Person & Norris 1999
Plochmopeltinites masonii Cookson 1947
Spinoporonites sp
Tetraploa spp.

5. Incertae sedis

Quadrina ? condita de Verteuil & Norris 1992

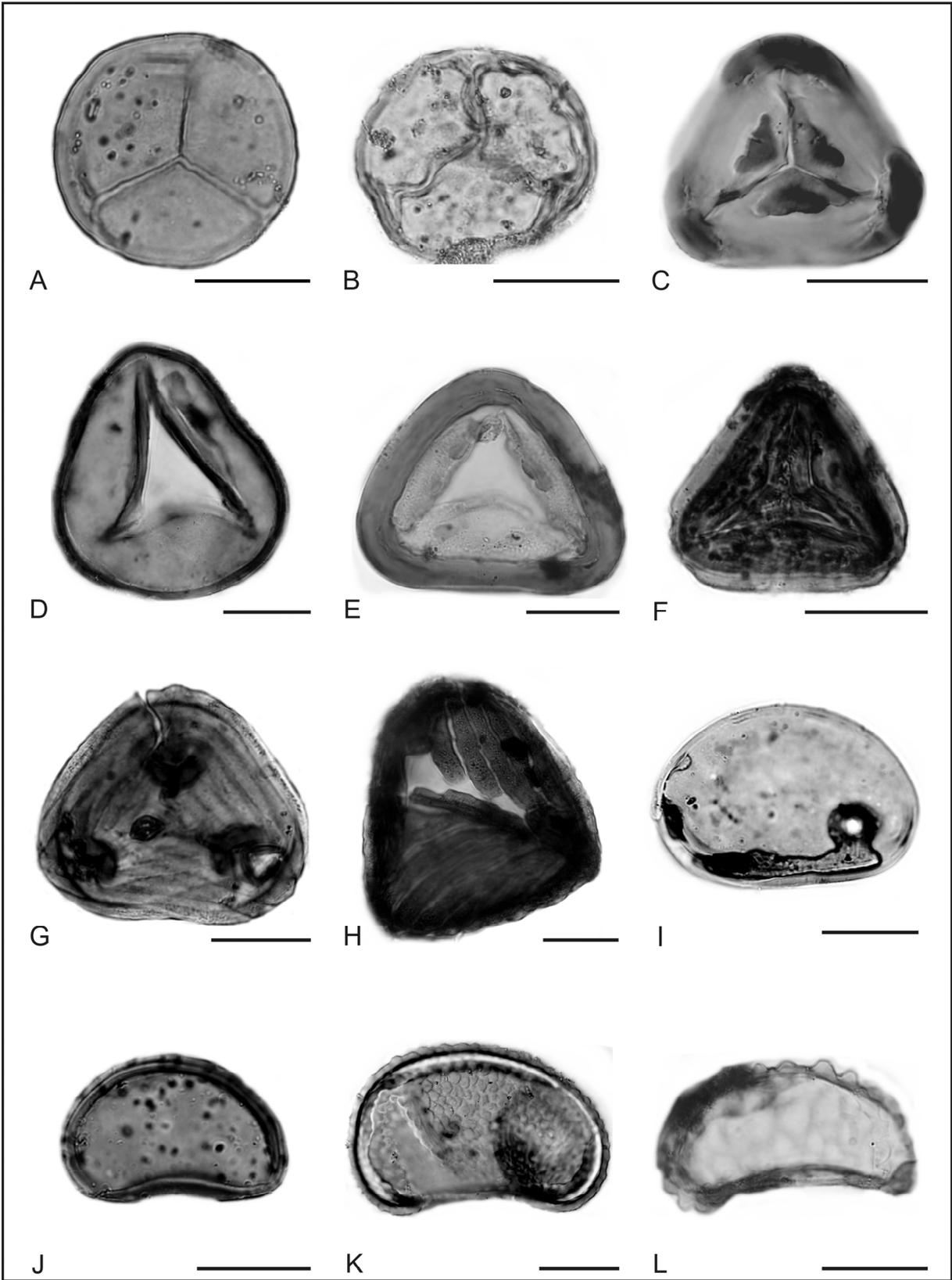
6. Outros

Palinoforaminíferos biserial
Palinoforaminíferos espiralado
Palinoforaminíferos uniserial
Escolecodontes indeterminados

ANEXO II
Estampas

Estampa 1

- A.** Anthocerotaceae
2-CA-1-RS; MP-P 5645; EF: P34-2
- B.** *Undulatisporites undulapolus*
2-TG-96-RS; MP-P 5453; EF: P33-1
- C.** *Cyatheacidites annulatus*
2-TG-96-RS; MP-P 5446; EF: L56
- D.** *Cyathidites* sp.
2-TG-96-RS; MP-P 5448; EF: F50
- E.** *Psilatriteles* sp.
2-TG-96-RS; MP-P 5431; EF: U37
- F.** *Polypodiaceisporites* spp.
2-TG-96-RS; MP-P 5450; EF: H44-4
- G.** *Cicatricosisporites* sp. 1
2-CA-1-RS; MP-P 5635; EF: M41-4
- H.** *Cicatricosisporites* sp. 2
2-TG-96-RS; MP-P 5454; EF: W60-1
- I.** *Laevigatosporites vulgaris*
2-TG-96-RS; MP-P 5425; EF: N40-4
- J.** *Laevigatosporites ovatus*
2-CA-1-RS; MP-P 5621; EF: J33-3
- K.** *Polypodiisporites speciosus*
2-TG-96-RS; MP-P 5401; EF: K33
- L.** *Verrucatosporites usmensis*
2-TG-96-RS; MP-P 5460; EF: E44-1



Escala equivalente a 20 µm

Estampa 2

A. *Podocarpidites* sp.

2-CA-1-RS; MP-P 5639; EF: S39

B. *Araucariacites* sp.

2-TG-96-RS; MP-P 5435; EF: W43

C. Poaceae

2-CA-1-RS; MP-P 5602; EF: O38-4

D. *Corsinipollenites undulatus*

2-CA-1-RS; MP-P 5619; EF: D43

E. *Proteacidites adenanthoides*

2-TG-96-RS; MP-P 5416; EF: S35-2

F. Rubiaceae

2-CA-1-RS; MP-P 5601; EF: M42

G. *Retistephanocolpites gracilis*

2-TG-96-RS; MP-P 5403; EF: T41-4

H. *Compositoipollenites* spp.

2-TG-96-RS; MP-P 5453; EF: J48-1

I. *Multiareolites formosus*

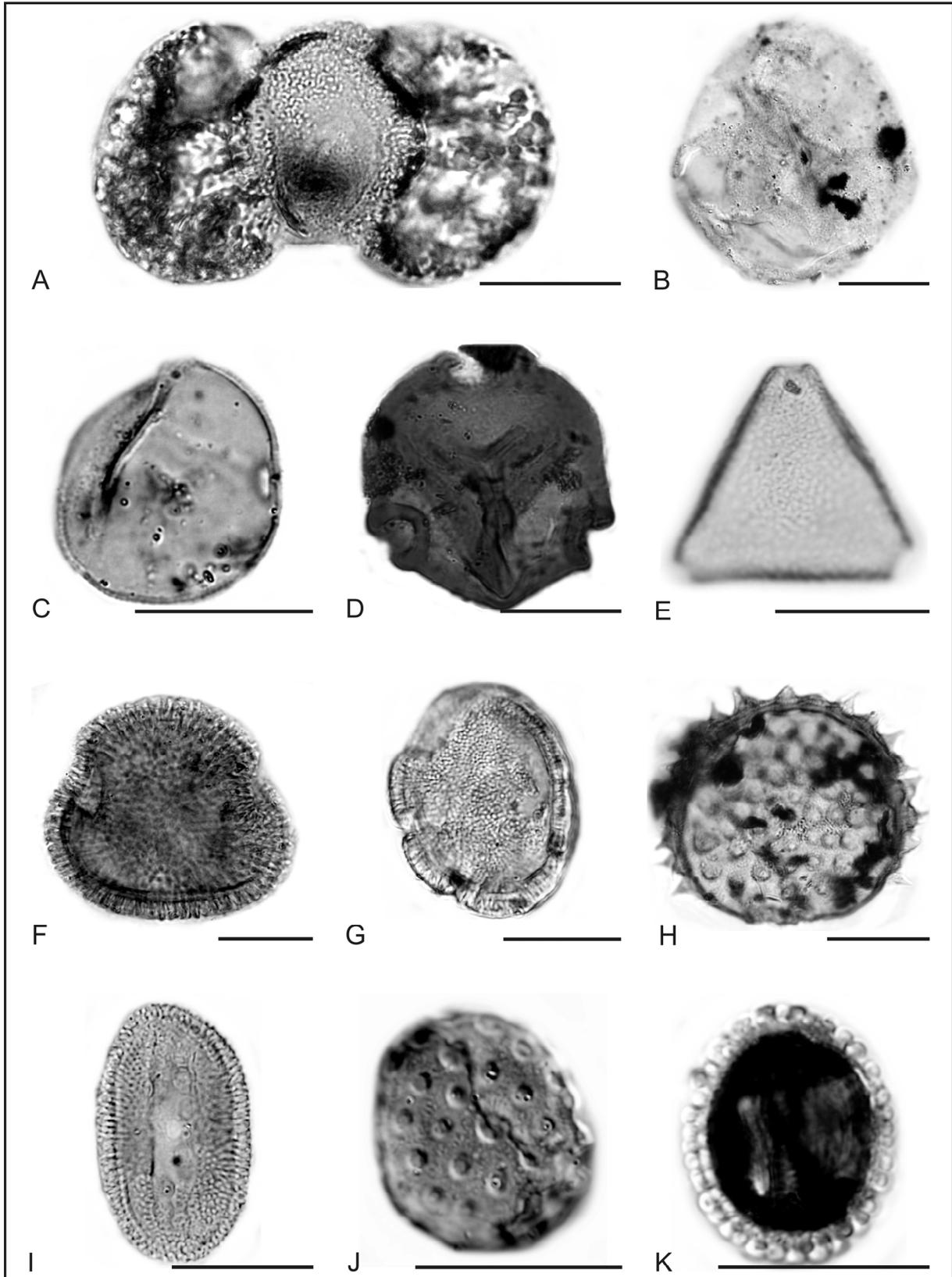
2-TG-96-RS; MP-P 5423; EF: D30-1

J. *Chenopodipollis chenopodiaceoides*

2-TG-96-RS; MP-P 5430; EF: Q30-2

K. *Ilexpollenites* sp.

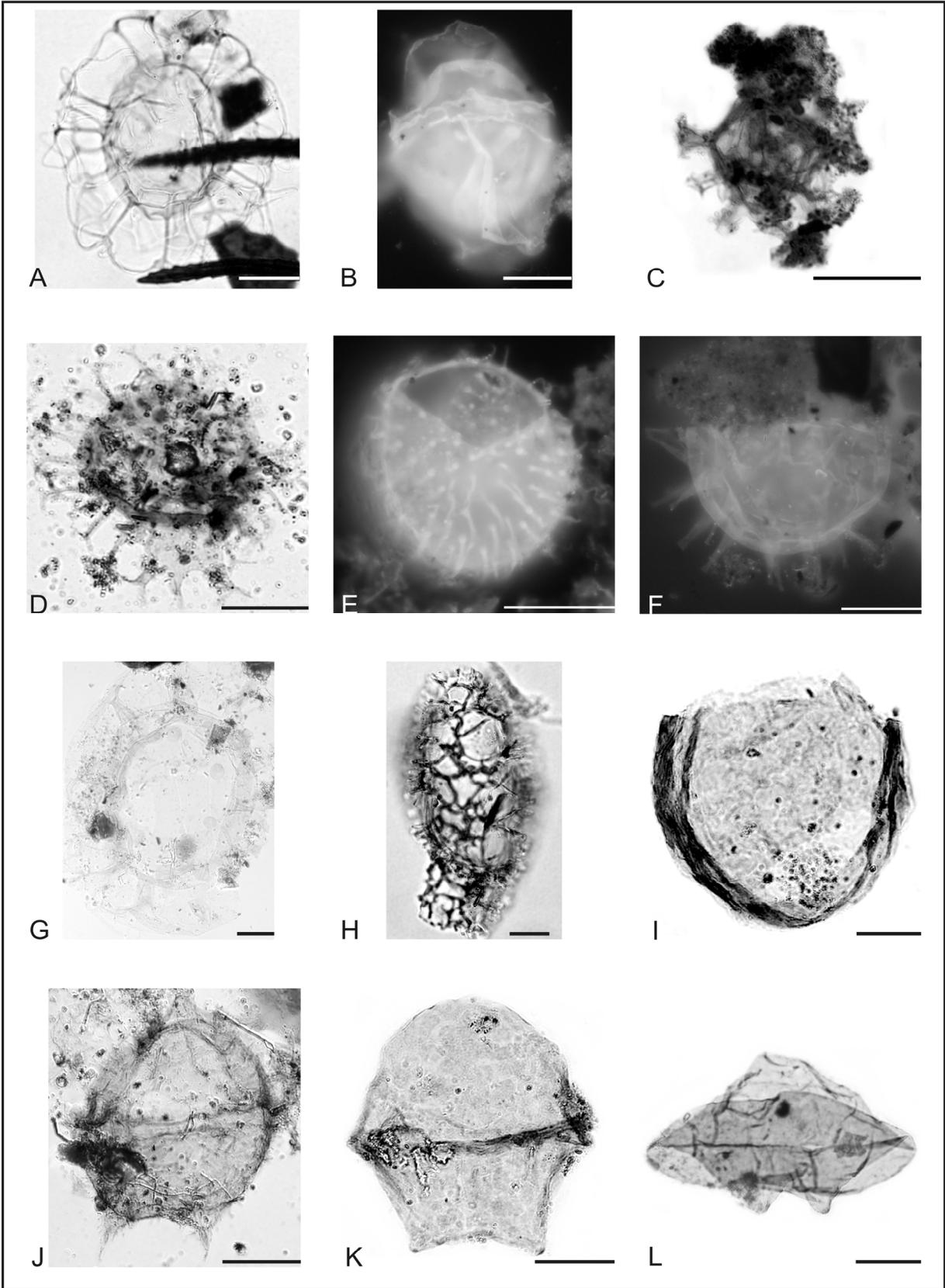
2-TG-96-RS; MP-P 5431; M42-1



Escala equivalente a 20 μ m

Estampa 3

- A.** *Nematosphaeropsis rígida*
2-CA-1-RS; MP-P 5635; EF: N27
- B.** *Hystrichosphaeropsis obscura*
BP-01; MP-P 5480; EF: J48-3
- C.** *Spiniferites bulloideus*
2-CA-1-RS; MP-P 5650; EF: G49-4
- D.** *Spiniferites mirabilis*
2-CA-1-RS; MP-P 5621; EF: E48
- E.** *Operculodinium* spp.
BP-01; MP-P 5482; EF: O35
- F.** *Polysphaeridium zoharyi*
BP-01; MP-P 5462; EF: V51-3
- G.** *Tuberculodinium vancampoae*
2-TG-96-RS; MP-P 5414; EF: P38
- H.** *Polykrikos* sp.
2-TG-96-RS; MP-P 5406; EF: L35
- I.** *Caligodinium amiculum*
BP-01; MP-P 6179; EF: R38-2
- J.** *Capillicysta fusca*
2-TG-96-RS; MP-P 5448; EF: O57
- K.** *Lejeunecysta beninensis*
BP-01; MP-P 5471; EF: S43-1
- L.** *Lejeunecysta brassensis*
BP-01; MP-P 5480; EF: S42-3



Escala equivalente a 20 μ m

Estampa 4

A. *Lejeunecysta globosa*

2-CA-1-RS; MP-P 5639; EF: R34-3

B. *Lejeunecysta hyalina*

2-CA-1-RS; MP-P 5638; EF: K44-1

C. *Lejeunecysta oliva*

2-CA-1-RS; MP-P 5609; EF: P51

D. *Lejeunecysta sabrina*

2-CA-1-RS; MP-P 5610; EF: V37

E. *Quinquecuspi concreta*

2-CA-1-RS; MP-P 5616; EF: P30

F. *Selenopemphix armageddonensis*

2-TG-96-RS; MP-P 5452; EF: N40

G. *Selenopemphix brevispinosa*

2-CA-1-RS; MP-P 5646; EF: S39

H. *Selenopemphix dionaeacysta*

2-CA-1-RS; MP-P 5617; EF: R39

I. *Selenopemphix nephroides*

2-TG-96-RS; MP-P 5407; EF: K29

J. *Selenopemphix quanta*

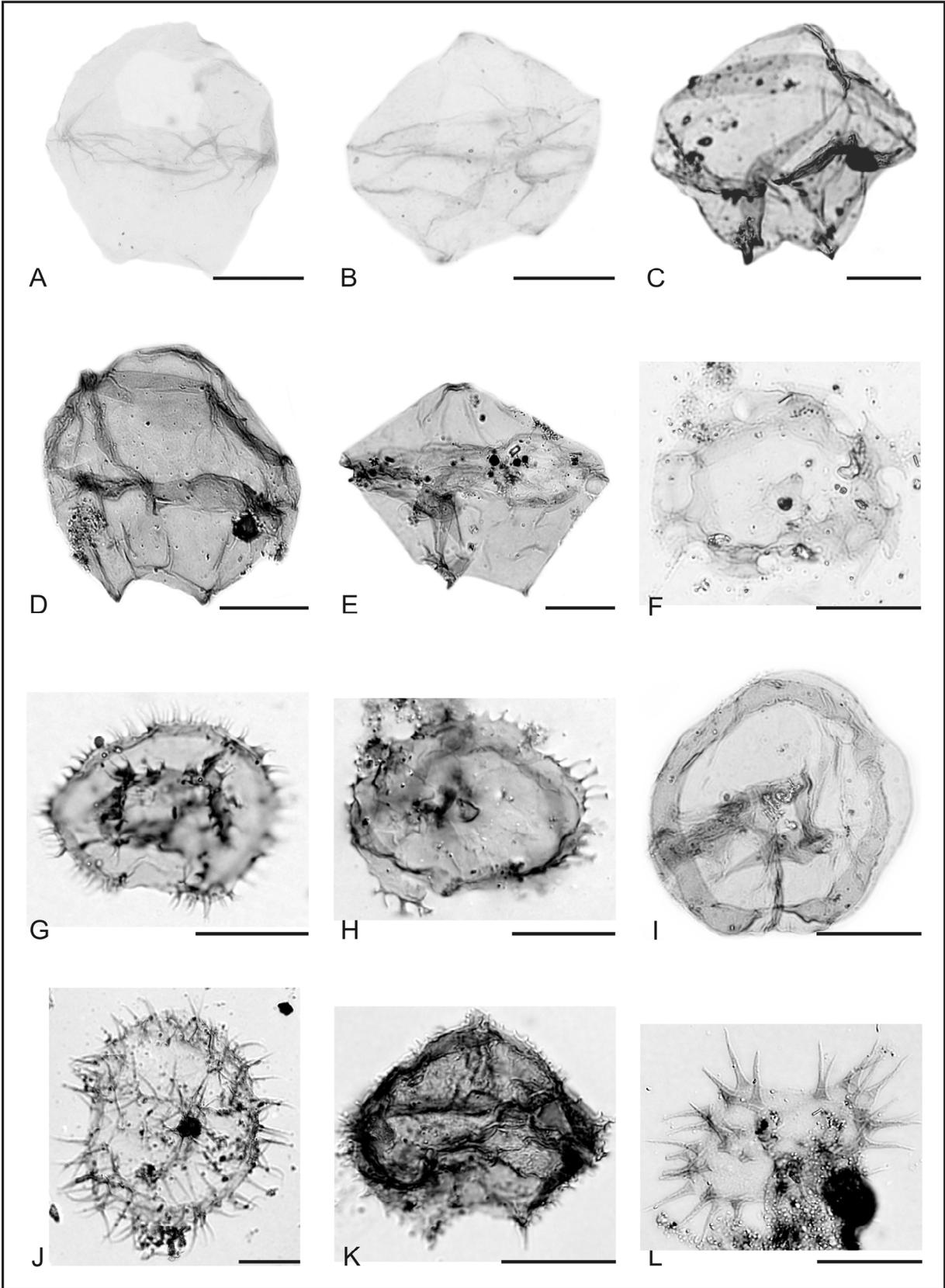
2-CA-1-RS; MP-P 5617; EF: K35-2

K. *Trinovantedinium glorianum*

2-TG-96-RS; MP-P 5423; EF: O37-3

L. *Quadrina condita*

2-TG-96-RS; MP-P 5430; EF: P30-3



Escala equivalente a 20 μ m

Estampa 5

A. *Perisporiacites?* sp.A

2-TG-96-RS; MP-P 5422; EF:Q32-4

B. C. D. *Multicellasporites* spp.

B. 2-TG-96-RS; MP-P 5446; EF: S39-4

C. 2-TG-96-RS; MP-P 5452; EF: U55-1

D. BP-01; MP-P 5479; EF: L33-1

E. F. *Diporicellaesporites* sp.

E. 2-TG-96-RS; MP-P 5438; EF: L37-3

F. 2-TG-96-RS; MP-P 5460; EF: W60

G. *Plochmopeltinites masonii*

2-TG-96-RS; MP-P 5454; EF: F53

H. *Callimothallus pertusus*

2-TG-96-RS; MP-P 5450; EF: M43

I. *Spinoporonites* sp.

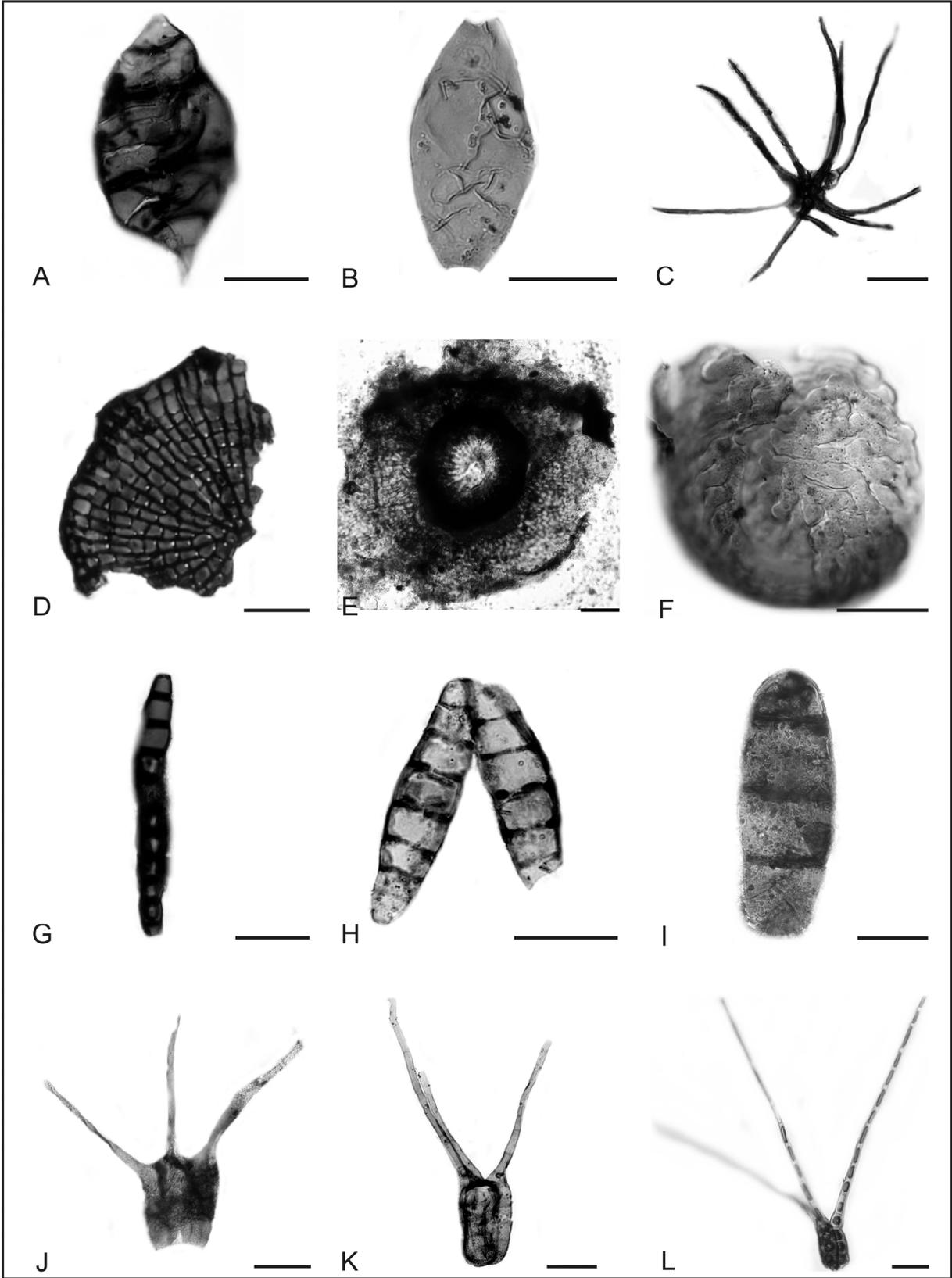
2-TG-96-RS; MP-P 5455; EF: K52-3

J. K. L. *Tetraploa* spp.

J. 2-TG-96-RS; MP-P 5432; EF: U38-2

K. 2-TG-96-RS; MP-P 5455; EF: Q58

L. 2-TG-96-RS; MP-P 5401; EF: M38



Escala equivalente a 20 μ m

Estampa 6

A. *Botryococcus* spp.

2-TG-96-RS; MP-P 5427; EF: G33

B. *Tasmanites* sp.

2-TG-96-RS; MP-P 5406; EF: R27-2

C. D. Palinoforaminífero uniserial

C. BP-01; MP-P 5482; EF: L33-3

D. BP-01; MP-P 5485; EF: K66-2

E. F. Palinoforaminífero biserial

E: BP-01; MP-P 5464; EF: K48-4

F: BP-01; MP-P 5461; EF: L43

G. Palinoforaminífero espiral

2-CA-1-RS; MP-P 5642; EF: Q42

H. I. J. K. L. Escolecodontes indeterminados

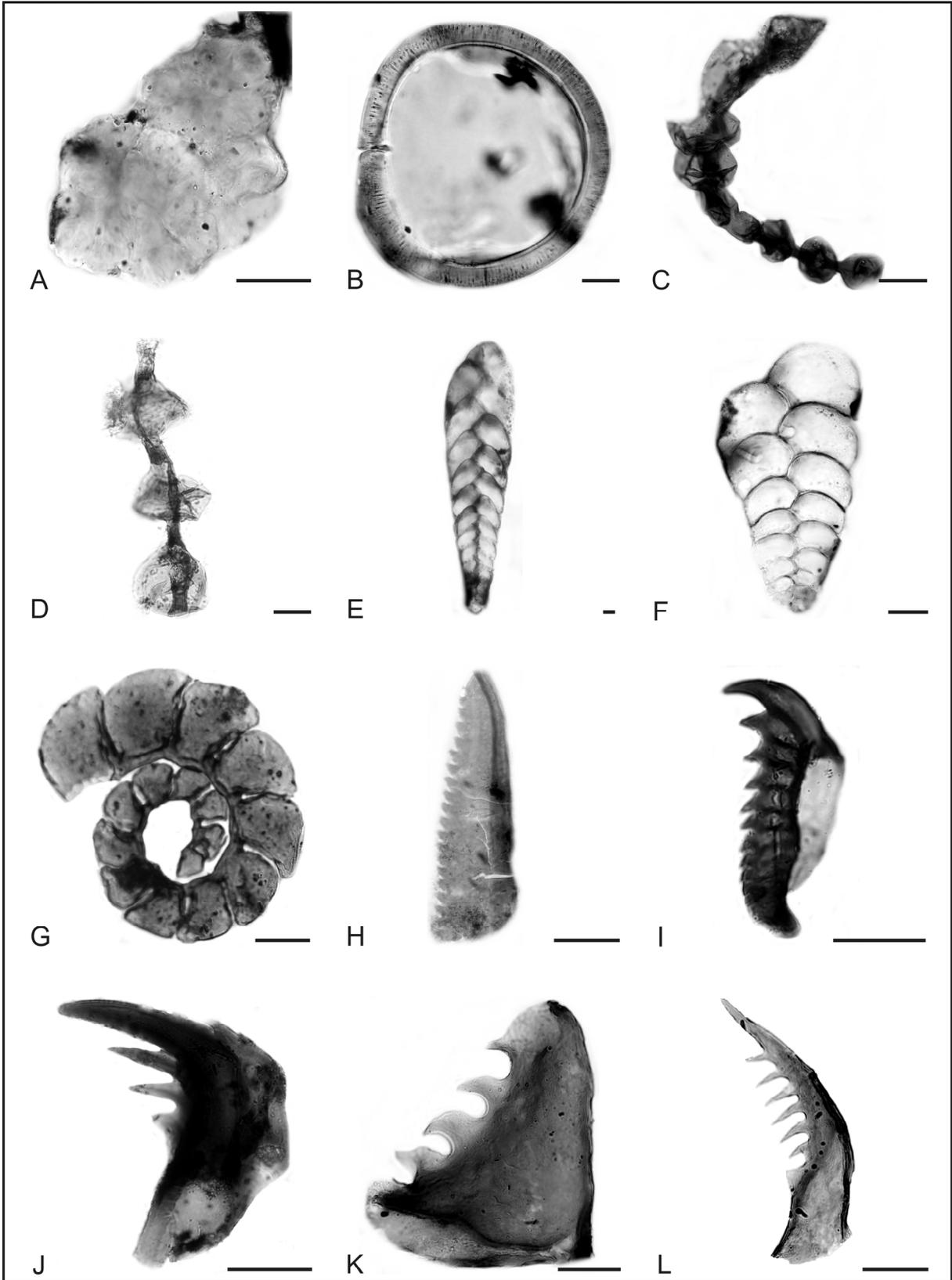
H. BP-01; MP-P 5472; EF: T54

I. 2-CA-1-RS; MP-P 5620; EF: Q33-1

J. 2-TG-96-RS; MP-P 5445; EF: P39-2

K. 2-TG-96-RS; MP-P 541; EF: N40-2

L. 2-TG-96-RS; MP-P 5409; EF: V29-2



Escala equivalente a 20 µm

ANEXO III
Carta de aceite do artigo

São Paulo, 20 de dezembro de 2010.

À
UFRGS – Instituto de Geociências
Depto. de Paleontologia e Estratigrafia

A/C: Prof. Dr. Paulo Alves de Souza

Ref.: parecer do trabalho "Palinomorfos Neogênicos do Poço 2-CA1-RS, Bacia de Pelotas, Brasil: Significado Bioestratigráfico e Paleoecológico", de autoria de Silva, W. G., Souza, P. A., Helenes, J., Arai, M., para a revista Geologia USP. Série Científica

Prezados Autores,

Temos o prazer de informar que o seu trabalho foi aceito para publicação na Revista Geologia USP. Série Científica.

Solicitamos que as sugestões indicadas pelos relatores, conforme material anexo, sejam consideradas.

Para que tenhamos tempo hábil na elaboração e execução desta revista, aguardamos o seu retorno no prazo máximo de 20 dias.

Atenciosamente,



Nanci Iuriko Assakura
Chefe de Seção
Publicações – IGc/USP
Tel./Fax: (11) 3091-3973
publigc@usp.br

