

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

**ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS COM BASE EM
ISÓTOPOS DE CARBONO, OXIGÊNIO E ESTRÔNCIO EM
FORAMINÍFEROS DO TERCIÁRIO DA BACIA DE
PELOTAS**

GEISE DE SANTANA DOS ANJOS ZERFASS

ORIENTADOR: Prof. Dr. Farid Chemale Jr. – Programa de Pós-graduação em Geociências, UFRGS.

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Paulo Alves de Souza – Programa de Pós-graduação em Geociências, UFRGS.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Eduardo A.M Koutsoukos – PETROBRAS

Prof. Dr. Ernesto L. Lavina – UNISINOS

Profa. Dra. Valesca Brasil Lemos – UFRGS

Tese de Doutorado apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Doutor em Ciências.

Porto Alegre – 2009

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

Zerfass, Geise de Santana dos Anjos

Estudos paleoambientais com base em isótopos de carbono, oxigênio e estrôncio em foraminíferos do Terciário da Bacia de Pelotas. / Geise de Santana dos Anjos Zerfass. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2009.

[233] f. : il.

Tese (Doutorado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2009.

Orientação: Prof. Dr. Farid Chemale Jr.

Co-Orientador: Prof. Dr. Paulo Alves de Souza

1. Foraminíferos. 2. Isótopos Estáveis. 3. Estrôncio. 4. Bioestratigrafia. 5. Bacia de Pelotas. I. Título.

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

*“Quando você deseja algo do fundo do coração,
o universo inteiro conspira a seu favor.”*

(Provérbio Árabe)

AGRADECIMENTOS

À Petrobras pela disponibilização das amostras e, em especial, à Gerência de Bioestratigrafia e Paleoecologia, na pessoa do Gerente Oscar Strohschoen Júnior, pela infra-estrutura e pelo apoio logístico.

À CPRM (SUREG-PA), em especial ao Superintendente José Alcides Fonseca Ferreira e ao Gerente Norberto Lessa Dias, pela cessão das amostras e produtos do Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná.

À Agência Nacional do Petróleo (ANP) pela bolsa de estudos e pelo financiamento do projeto de tese.

À CAPES por custear o estágio doutoral na Universidad de Salamanca.

Ao Dr. Farid Chemale Jr. que, além de orientador, tem sido uma referência de profissionalismo. Obrigada pela dedicação e, sobretudo, pela confiança que depositou em mim.

Ao Dr. Paulo Alves de Souza, meu co-orientador, obrigada pela generosidade em compartilhar conhecimentos e também por me transmitir seu entusiasmo.

Ao Dr. Francisco Javier Sierra Sánchez por me apresentar a teoria dos métodos isotópicos, por fornecer bibliografia e pelas muitas sugestões e críticas. Obrigada por me receber no Grupo de Geociências da Universidad de Salamanca, onde tive o privilégio de compartilhar de um excelente ambiente para o aprendizado e da companhia de colegas maravilhosos.

Aos colegas do BPA, Marta Cláudia Viviers, Elisabete Pedrão, Seirin Shimabukuro, Gerhard Beurlen, Leonardo Tedeschi, Andrea Wallau, Renata Moura de Melo e Rafael Piatsch pelas valiosas sugestões, dicas, correções, indicações de material bibliográfico e, principalmente, pela disponibilidade e paciência em responder minhas muitas dúvidas.

À Dra. Beatriz González Mora pelo prestimoso auxílio com questões logísticas, pela generosidade em compartilhar o conhecimento e pela acolhida em Salamanca. ¡Gracias por todo! Te echo de menos.

Aos Drs. Adriano de Oliveira Boff e Victor Pereira pelo auxílio no tratamento dos dados de análises químicas.

Ao. Dr. Geoffrey Playford pela cuidadosa revisão lingüística do artigo 03 e à Márcia Longhin pela revisão do abstract.

Ao caríssimo colega Adelino Teixeira pelas criativas soluções gráficas indicadas e pelo auxílio na edição das ilustrações.

Aos prestativos técnicos do Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS que me auxiliaram na preparação das amostras.

Aos técnicos da SUREG-PA (CPRM), Ana Lúcia Coelho (Biblioteca) e Ivan Zanetti (Depósito de Caçapava do Sul) pelo auxílio no levantamento de dados.

Aos colaboradores da UFRGS, Carlinhos, Robertinho e Paulo pelo auxílio com questões administrativas e logísticas.

Aos colegas do Programa do PRH-12, Renata, Manoela, Ana Carolina e Júnia pelo apoio e auxílio logístico e computacional. Obrigada pelos momentos de descontração e pelas boas lembranças de Porto Alegre.

Aos colegas Alejandra, Andrés, Aleix, Elena, Iván, Margarita, Mariem, Montse y Mieke que me proporcionaram além de uma excelente troca de conhecimentos, o contato com outra cultura e a segurança de fazer parte de um grupo, ainda que provisoriamente.

À Edilma Andrade e Lucy Takehara Chemale pelo incentivo e pela hospitalidade em Aracaju.

Ao Henrique por se propor a ser meu companheiro no curso dessa vida e me apoiar sem restrições. Espero que sigamos juntos também na eternidade.

À minha família por ter acreditado desde sempre. Especialmente à minha mãe incansável incentivadora e depositária do meu mais profundo respeito e amor.

À Deus pelas sucessivas graças que me concedeu nessa existência. Obrigada pela luz de cada dia e, com cada amanhecer, uma nova oportunidade de aprender.

RESUMO

A Bacia de Pelotas, localizada na porção sul da margem continental brasileira, foi formada a partir da fragmentação do supercontinente Gondwana e preenchida por sedimentos essencialmente siliciclásticos desde o Cretáceo. A ausência de rochas vulcânicas apropriadas para a datação através de métodos radiométricos na seção terciária da bacia e a abundância de microfósseis de parede calcária, constitui um cenário favorável para a utilização da razão isotópica de estrôncio visando à obtenção de dados cronoestratigráficos. Além dos microfósseis de parede calcária, a ocorrência conspícua de microfósseis de parede orgânica caracteriza esta seção como adequada para a realização de correlações biocronoestratigráficas. Uma síntese dos dados bioestratigráficos publicados é aqui apresentada com o intuito de verificar a ocorrência de descontinuidades temporais na sucessão sedimentar da bacia. Posteriormente, a avaliação da preservação das testas de foraminíferos foi realizada a fim de fornecer elementos para selecionar as amostras a serem utilizadas nas análises e verificar a consistência dos dados isotópicos. Foram reconhecidos quatro tipos de alterações diagenéticas em diferentes níveis estratigráficos da base para o topo: recristalização (neomorfismo), cimentação, recobrimento por filme oxidado e dissolução. Dados da razão isotópica de estrôncio, oxigênio e carbono e da razão Sr/Ca, foram obtidos a partir da análise de amostras provenientes de quatro poços. Adicionalmente, uma abordagem bioestratigráfica e paleoambiental foi possível com base no estudo dos foraminíferos e palinórfos de dois intervalos testemunhados em dois poços, um na região emersa e outra na submersa, constituindo uma seção de referência para correlação. Com base no estudo dos testemunhos foi proposto um arcabouço estratigráfico de alta resolução, tendo sido identificado um hiato de 2 Ma na seção do mesomioceno e um evento transgressivo entre o meso e o neomioceno. Em uma abordagem mais ampla, o arcabouço cronoestratigráfico da seção do Paleogeno-Neogeno de quatro sondagens foi detalhado. Foram reconhecidos seis hiatos: (i) no Paleogeno, (ii) no eoceno-mesoeoceno, (iii) no mesoeoceno, (iv) entre o neoeoceno e o eoligoceno, (v) no eomioceno e (vi) entre o eomioceno e o meso/neomioceno. Os hiatos identificados, exceto aquele entre o eoceno e o mesoeoceno, foram interpretados como disconformidades associados a eventos globais. Uma queda do nível do mar a 10.4 Ma gerou uma disconformidade que pode estar relacionada ao início da deposição do Cone do Rio Grande. Quedas do nível do mar a nível global são as prováveis causas das

descontinuidades reconhecidas em 18,5 Ma, 31,5 Ma e 40,5 Ma. O hiato identificado no eoceno-mesoceno (53-47,9 Ma) foi por sua vez interpretado como uma seção condensada. Do eoceno ao neoligoceno, uma tendência de resfriamento associada à abertura da Passagem de Drake foi registrada com base na curva de isótopos de oxigênio. Com base nos dados de $\delta^{13}\text{C}$ observou-se uma tendência de aumento de produtividade do neoligoceno ao eomioceno, a qual provavelmente está associada a uma fase de aquecimento. Uma nova fase de resfriamento, relacionada ao restabelecimento da calota de gelo na Antártica, foi registrada na seção do neomioceno em ciclos de aproximadamente 400.000 anos.

Palavras-chave: Foraminíferos – Isótopos Estáveis – Estrôncio – Palinologia – Bioestratigrafia – Bacia de Pelotas.

ABSTRACT

The Pelotas Basin, situated in the southern Brazilian Atlantic Margin, is filled with siliciclastic sediments deposited from Cretaceous to Holocene. The absence of volcanic strata appropriate to radiometric dating and the abundance of calcareous microfossils constitute a favorable scenario for the use of strontium isotope ratio to obtain chronostratigraphic data for the Tertiary section of the basin. Furthermore, the conspicuous occurrence of organic-walled microfossils makes this section suitable for biochronostratigraphic correlations. A synthesis of the biostratigraphic data published is presented in order to recognize discontinuities in the stratigraphic record. Afterward, the assessment of the foraminifera tests preservation was effectuated with the purpose of providing criteria to select the samples to be analyzed and verify the consistency of the isotopic data. Four types of diagenetic alterations were recognized in different stratigraphic levels, from the base to the top of the studied section: recrystallization, cementation, oxidized coatings and dissolution. Strontium, oxygen and carbon isotope ratios and Sr/Ca ratio were performed in foraminifera tests from four drill-holes. Foraminifera and palynomorphs recovered from cores of two wells located on onshore and offshore regions provided a biostratigraphic and paleoenvironmental information, constituting a reference section for correlation. Based on the core study, a high-resolution biostratigraphic framework is proposed, in which a hiatus of 2 Ma is identified in the middle Miocene, as well as a transgressive event in the middle-late Miocene. In a broader approach, a chronostratigraphic framework is presented for the Paleogene-Neogene section of four drill-holes. Six hiatuses were recognized: (i) Paleocene, (ii) early-middle Eocene, (iii) middle Eocene, (iv) late Eocene - early Oligocene, (v) early Miocene, and (vi) early Miocene - middle/late Miocene. The identified hiatuses, except that of early-middle Eocene, were interpreted as disconformities in association with global events. A sea-level fall at 10.4 Ma may be related to the deposition of Rio Grande Cone. Global eustatic sea-level falls produced the disconformities recognized at 18.5 Ma, 31.5 Ma and 40.5 Ma. The hiatus recognized in the early Eocene was interpreted as a condensed-section deposited between 53.7 and 47.9 Ma. From the early Eocene to the late Oligocene, a trend of cooling registered using oxygen and carbon isotopes may be related to the opening of the Drake Passage. Based on $\delta^{13}\text{C}$, a trend of increasing productivity probable driven by warming was

observed from the late Oligocene to the early Miocene. Another cooling phase was registered in the late Miocene section which can be related to the reestablishment of the ice-sheet in Antarctica. This interval is punctuated of short-term cycles of approximately 400 ky.

Key-words: Foraminifera – Stable isotopes – Strontium – Palynology – Biostratigraphy – Pelotas Basin.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE FIGURAS

- Figura I** - Mapa geológico simplificado mostrando a Bacia de Pelotas e suas principais estruturas (compilado de Fontana, 1996, Cunha Lopes *et al.*, 2008, López, 2009).....22
- Figura II** - Carta cronoestratigráfica da Bacia de Pelotas (Bueno *et al.*, 2007).....24
- Figura III** - Espectrômetro de massa Micromass VG-54 do Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS.....33
- Figura IV** - Morfologia básica dos foraminíferos, A. vista espiral em seção longitudinal parcial, mostrando a estrutura interna e morfologia externa, B. Vista lateral mostrando a abertura.....37
- Figura V** - Termos descritivos de um grão de pólen bissacado (modificado de Heusser, 1978).....39
- Figura VI** - Principais feições da teca de um dinoflagelado (vista ventral) e do cisto correspondente (vista dorsal) (modificado de Evitt, 1985).....40
- Figura VII** - Terminologia descritiva de um elemento escolocodonte (baseado em Szaniawski, 1996).....41
- Figura VIII** - Ciclo dos isótopos de oxigênio mostrando os efeitos da temperatura na composição isotópica dos oceanos.....45
- Figura IX** - Ciclo dos isótopos do carbono. A. Principais fatores que afetam as razões isotópicas de carbono. B. Composição de $\delta^{13}\text{C}$ em período interglacial. C. Composição isotópica em período glacial.....47

Figura X - Fontes de isótopos de estrôncio para os oceanos.....	49
Figura XI - Curvas globais de isótopos de oxigênio e carbono e os principais eventos climáticos e tectônicos do Cenozóico (modificado de Zachos <i>et al.</i> , 2001).....	53
Figura XII - Panorama atual da circulação oceânica superficial (modificado de IBFN, 2005).....	54
Figura XIII - Modelo de circulação da região Antártica a 30 Ma (Oligoceno) e localização da Passagem de Drake (DF). As plataformas continentais estão representadas em cinza claro (modificado de Lawver & Gahagan, 2003).....	56

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1** - Amostras e lâminas preparadas para análises palinológicas.....30
- Tabela 2**– Classificação da matéria orgânica utilizada neste trabalho (modificado de Carvalho *et al.*, 2006).....31
- Tabela 3** - Número de amostras analisadas em termos da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ por poço..32
- Tabela 4** - Número de amostras analisadas em termos da composição isotópica de carbono e oxigênio.....33
- Tabela 5** - Número de amostras analisadas em termos da razão Sr/Ca35

LISTA DE ANEXOS

Anexo A – Documentação referente à submissão dos artigos.....	213
Anexo B – Mapa de Documentação.....	218
Anexo C – Dados da Curva-Padrão da Razão Isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de Veizer <i>et al.</i> (1999)	219
Anexo D - Razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: dados corrigidos versus não corrigidos.....	232
Anexo E - Carta cronoestratigráfica do Paleogeno - Neogeno mostrando os principais eventos isotópicos globais.....	233

APRESENTAÇÃO

A presente tese intitulada “**Estudos paleoambientais com base em isótopos de carbono, oxigênio e estrôncio em foraminíferos do Terciário da Bacia de Pelotas**” foi desenvolvida no âmbito do Programa de Pós-Graduação em Estratigrafia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul com o apoio financeiro da Agência Nacional do Petróleo (ANP) e da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES).

A estrutura deste trabalho consta de um capítulo introdutório onde são apresentados a importância do tema de estudo, as lacunas do conhecimento e os objetivos propostos. O segundo capítulo fornece uma visão geral e resumida sobre os aspectos geológicos da área de estudo, com ênfase nos depósitos terciários. Em seguida são sumarizados os métodos utilizados na obtenção e tratamento dos dados.

Com o intuito de apresentar os fundamentos teóricos do objeto de estudo foram elaborados dois capítulos versando sobre os grupos de microfósseis aqui estudados e as ferramentas quimioestratigráficas aplicadas. Para melhor situar o leitor no contexto geohistórico é feita uma rápida abordagem sobre o panorama geológico e oceanográfico do Terciário do Atlântico Sul. A seguir são apresentados os quatro artigos integrantes desta tese na forma em que os manuscritos originais foram submetidos para publicação.

O primeiro artigo é um produto do levantamento bibliográfico inicial, no qual procurou-se integrar as informações disponíveis de bioestratigrafia com base em diferentes grupos taxonômicos, bem como os dados prévios de idades $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Com isto, foi possível reconhecer os principais problemas relativos à cronoestratigrafia da Bacia de Pelotas, apresentar os avanços mais recentes e sugerir estratégias de investigação para trabalhos futuros. Com o objetivo de apresentar uma visão geral da bacia, abordou-se a seção da Bacia de Pelotas a partir do Cretáceo.

Com vistas aos estudos quimioestratigráficos que se seguiriam, o segundo artigo versa sobre os aspectos diagenéticos das testas foraminíferos da seção miocênica dos poços estudados. O principal objetivo foi investigar o efeito dos processos diagenéticos na microtextura das testas de foraminíferos planctônicos e como poderiam afetar a composição original das carapaças. Optou-se por estudar a seção miocênica, pois a mesma está representada em todas as sondagens analisadas nesse trabalho. Assim, a

preservação das testas foi avaliada em detalhe nesse intervalo como um piloto para o estudo em todo o intervalo abordado nessa tese.

O terceiro artigo também aborda a seção miocênica da Bacia, por ser esse o intervalo representado nos testemunhos disponíveis. O Mioceno da bacia é um intervalo de interesse justamente no intervalo, pois é pontuado por eventos globais cuja identificação, fornece um excelente potencial para a correlação, inclusive em termos interregionais. Utilizando-se intervalos testemunhados em dois poços, foi possível posicionar o intervalo estudado em termos cronoestratigráficos, efetuar uma interpretação paleoambiental e sugerir ciclos de variação do nível do mar.

O quarto artigo tem como base os dados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e sua aplicação estratigráfica. Além de apresentar os resultados obtidos com as análises desenvolvidas no projeto de tese, também foram discutidas as análises previamente obtidas em um projeto de pesquisa desenvolvido no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS. Os dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e da razão Sr/Ca foram utilizados para caracterizar o panorama paleoclimático / paleoceanográfico do intervalo estudado. Prosseguiu-se com a avaliação da preservação das testas em todo o intervalo, agora englobando também as formas bentônicas e, com isso foi possível obter um panorama geral da preservação do material estudado e avaliar a consistência dos dados isotópicos em termos de preservação da composição original das testas.

No capítulo final estão sumarizadas as principais conclusões e recomendações para trabalhos futuros, se constituindo no fechamento e integração dos resultados apresentados nos artigos. Em anexo, além da documentação pertinente à submissão dos artigos, são apresentados o mapa obtido a partir da compilação de informações referentes à geologia de superfície da bacia, as tabelas com os dados obtidos e a base de dados da curva-padrão da razão isotópica de estrôncio, baseada em dados compilados por Veizer *et al.* (1999), e a coluna cronoestratigráfica adotada neste trabalho. A cronoestratigrafia, os dados das curvas compostas de isótopos de carbono e de oxigênio e a cronologia dos principais eventos isotópicos foram obtidos a partir da compilação de Lugowski *et al.* (2009), disponibilizada no *software* **Time Scale Creator 4.0.2**.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	4
RESUMO	6
ABSTRACT	8
LISTA DE FIGURAS	10
LISTA DE TABELAS	12
LISTA DE ANEXOS	13
APRESENTAÇÃO	14
SUMÁRIO	16
1 - INTRODUÇÃO	18
1.1. – JUSTIFICATIVA	18
1.2 – OBJETIVOS	19
2 – ÁREA DE ESTUDO	21
2.1 - LOCALIZAÇÃO E ARCABOUÇO ESTRUTURAL	21
2.2 EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR	22
3 – MATERIAL E MÉTODOS	25
3.1. SISTEMA DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS E MODELAGEM 3D DA ÁREA DE ESTUDO	25
3.1.1 BANCO DE DADOS E MAPAS TEMÁTICOS	26
3.1.2 MODELAGEM 3D DE SUBSUPERFÍCIE	27
3.2 – SELEÇÃO E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS	28
3.2.1 FORAMINÍFEROS	28
3.2.2 PALINOLOGIA	29
3.2.3 ANÁLISES ISOTÓPICAS E ELEMENTAIS	31
4 – MICROFÓSSEIS ESTUDADOS: GENERALIDADES	36
4.1 FORAMINÍFEROS	36
4.2 PALINOMORFOS	38
4.2.1 PALINOMORFOS CONTINENTAIS	38
4.2.2 PALINOMORFOS MARINHOS	40

5 – ANÁLISES ISOTÓPICAS E ELEMENTAIS: FUNDAMENTOS E APLICAÇÕES.....	43
5.1 – ISÓTOPOS ESTÁVEIS: GENERALIDADES	43
5.1.1 – ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO	43
5.1.2 - ISÓTOPOS DE CARBONO	46
5.2. – A RAZÃO ISOTÓPICA DE ESTRÔNCIO	48
5.3. – A RAZÃO Sr/Ca	50
5.4.– PROCESSOS PÓS-DEPOSICIONAIS X COMPOSIÇÃO QUÍMICA	51
6 – EVENTOS GEOLÓGICOS/OCEANOGRÁFICOS DO TERCIÁRIO	53
6.1 - A ABERTURA DA PASSAGEM DE DRAKE	53
6.2 - EVENTOS TERMAIS	56
7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	58
8 – ARTIGOS	68
ARTIGO 01	69
ARTIGO 02	106
ARTIGO 03	131
ARTIGO 04	170
9. CONSIDERAÇÕES FINAIS	209
10. RECOMENDAÇÕES	212
ANEXOS	213

1 - INTRODUÇÃO

O suporte da indústria do petróleo tem sido de grande importância no desenvolvimento dos estudos micropaleontológicos que, acompanhando as novas tecnologias implementadas pelas empresas, vêm sendo aperfeiçoados para a integração com novas ferramentas tais como a estratigrafia de seqüências, a estratigrafia química e a sísmica 3-D.

A Bacia de Pelotas, a mais meridional das bacias da margem leste brasileira, teria como possíveis prospectos turbiditos cretácicos e terciários, especialmente aqueles de idade miocênica, depositados no Cone do Rio Grande, apresentando comprovado potencial para acumulação de gás (Fontana, 1989; Sad *et al.*, 1998; Deckelman *et al.*, 2006; Rosa, 2007). Nesse contexto, a bacia constitui-se em uma fronteira exploratória, com um sistema petrolífero sugerido, porém, ainda não comprovado. Adicionalmente, a possível ocorrência de hidratos de gás, uma fonte de energia promissora entre os combustíveis fósseis não-convencionais, reforça a importância dos estudos da seção terciária da bacia (Rosa, 2007).

A ausência de rochas vulcânicas apropriadas para a datação através de métodos radiométricos e a abundância de microfósseis de parede calcária em folhelhos e arenitos finos na seção cenozóica da bacia constitui um panorama favorável para a utilização da razão isotópica de estrôncio para a obtenção de dados cronoestratigráficos. Além disso, análises de isótopos estáveis representam uma ferramenta robusta para inferências paleoambientais. Considerando-se este cenário, a presente tese aborda a aplicação da estratigrafia química em associação com dados bioestratigráficos, visando a obtenção de dados cronoestratigráficos e paleoambientais os quais venham a contribuir para o refinamento do arcabouço biocronoestratigráfico da Bacia de Pelotas.

1.1 – JUSTIFICATIVA

A Bacia de Pelotas tem sido alvo de estudos bioestratigráficos, paleoecológicos e de cunho taxonômico baseados em diversos grupos de microfósseis. A partir de 1958, com o início da realização de sondagens exploratórias, houve um incremento nos estudos utilizando microfósseis. Entretanto, a seção terciária da bacia ainda é pouco estudada, uma vez que a maioria dos autores se deteve na análise de

assembléias de microfósseis da seção pós-miocênica, recuperadas em sondagens perfuradas na porção emersa, enfatizando a diversidade taxonômica e o estudo das variações do nível do mar. Além da escassez de dados bioestratigráficos, o contexto paleoambiental e paleoceanográfico da Bacia de Pelotas ainda é controverso.

Do ponto de vista estratigráfico, o arcabouço de sequências deposicionais da bacia está bem estabelecido no que se refere aos ciclos deposicionais de baixa frequência, mais especificamente de segunda ordem (Fontana, 1990; Dias *et al.*, 1994; Bueno *et al.*, 2007). No entanto, ainda há uma lacuna acerca dos ciclos e unidades estratigráficas de alta resolução, o que tem relevância para a prospecção de hidrocarbonetos.

A importância dos estudos de geoquímica convencional e isotópica em testas de foraminíferos da seção cenozóica das bacias marginais brasileiras se justifica pela ocorrência de grandes acumulações em reservatórios do Oligoceno – Mioceno, tais como os turbiditos das bacias de Campos e Santos. Estudos de quimioestratigrafia na Bacia de Pelotas são ainda pioneiros, e se resumem a análises de isótopos de estrôncio cujos resultados são inéditos por se tratarem de um projeto de pesquisa da indústria de petróleo (Chemale Jr. *et al.*, 2002).

Outra questão relevante é a precariedade em termos de integração entre os arcabouços bioestratigráficos baseados em diferentes grupos de microfósseis, exemplificado pela carência de estudos palinológicos nessa bacia.

Dessa forma, verifica-se a necessidade da realização de estudos bioestratigráficos, paleoambientais, além da aquisição de idade numéricas para os depósitos terciários da Bacia de Pelotas.

1.2 – OBJETIVOS

Tendo em vista os aspectos anteriormente mencionados, o presente trabalho, com base em análises isotópicas e elementais, paleoambientais e bioestratigráficas de foraminíferos provenientes de sondagens perfuradas na Bacia de Pelotas, propõe:

- (i) Realizar uma discussão integrada dos dados bioestratigráficos disponíveis na literatura e de estratigrafia química, com vistas à avaliação dos principais problemas e lacunas do conhecimento no intervalo Neogeno - Paleogeno da bacia;

- (ii) Definir os processos pós-deposicionais atuantes nas assembléias estudadas, e efetuar testes para identificar alterações diagenéticas as quais podem atuar obliterando a composição das testas, utilizando para tanto análises químicas e técnicas de imageamento para a avaliação da preservação dos espécimes;
- (iii) Utilizar o método $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em testas de foraminíferos para obter dados cronoestratigráficos para a seção estudada;
- (iv) Obter dados isotópicos de carbono e oxigênio a partir da análise de testas de foraminíferos visando a identificar variações eustáticas e eventos paleoceanográficos/paleoclimáticos;
- (v) Promover o estudo detalhado de testemunhos disponíveis para o intervalo em questão com o objetivo de estabelecer uma seção de referência, servindo como balizador para a correlação entre os poços onde apenas amostras de calha estão disponíveis.

2 – ÁREA DE ESTUDO

2.1 - LOCALIZAÇÃO E ARCABOUÇO ESTRUTURAL

A Bacia de Pelotas compreende o trecho da margem continental sul-americana localizada entre os paralelos 28°40'S e 34°S, sendo limitada ao norte pelo Alto de Florianópolis, e separada da Bacia de Punta del Este, ao sul, pelo Alto do Polônio, na fronteira com o Uruguai (Kowsmann *et al.*, 1974; Rosa, 2007) (Figura I). A bacia ocupa uma área de cerca de 210.000 km² até a isóbata de 2.000 m e sua porção emersa, que constitui a planície costeira do Rio Grande do Sul, compreende cerca de 40.000 km² (Dias *et al.*, 1994a).

A bacia está instalada parte sobre crosta continental e rochas basálticas extrudidas no início da fase rifte, e parte sobre assoalho oceânico na sua porção mais distal (Fontana, 1990). A porção que se assenta sobre crosta continental tem como embasamento as rochas do Escudo Sul-rio-grandense e Uruguaio e, ao norte da cidade de Porto Alegre, rochas paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná (Villwock & Tomazelli, 1995), sendo que o lineamento conhecido como Zona de Fratura do Rio Grande delimita o contato entre estas duas porções (Kowsmann *et al.*, 1974). Na porção mais setentrional da bacia, o embasamento corresponde a rochas cristalinas do Escudo Catarinense. A geologia de superfície da porção emersa da Bacia de Pelotas está representada no mapa do Anexo B.

Quanto ao arcabouço estrutural, a Bacia de Pelotas apresenta tanto estruturas diastróficas quanto adiastróficas. De um modo geral, os estratos mergulham suavemente em direção ao oceano, formando uma cunha que recobre o embasamento aplainado e cortado por falhas antitéticas de grande rejeito que formam hemi-grábens assimétricos e falhas sintéticas e antitéticas de pequeno rejeito (Fontana, 1987; Rosa, 2007).

Entre as estruturas presentes na fase rifte estão blocos falhados, escalonados e com basculamento sintético, os quais teriam sido formados concomitantemente à ruptura do Gondwana. Estes blocos constituem estruturas assimétricas, limitadas por falhas normais com estratos e planos de falha inclinados em direção à bacia (Ojeda, 1981). Na região do Cone do Rio Grande, porção sul da bacia, a fase rifte é marcada pela reativação das falhas que cortam o embasamento, bem como pela implantação de um sistema de falhas normais conjugadas com falhas de compensação de origem adiastrófica (Rosa, 2007).

Em um claro contraste com as demais bacias da margem continental brasileira, a estruturação da seção pós-rifte da bacia é incipiente, o que está relacionado com a ausência

de evaporitos na maior parte da bacia (Chang *et al.*, 1992), uma vez que a sucessão sedimentar evaporítica da bacia foi registrada apenas na Plataforma de Florianópolis e representa um delgado pacote de anidrita e carbonatos (Milani *et al.*, 2000). Constituem-se em exceções as grandes estruturas de escorregamento associadas a falhas lítricas e diápiros de folhelho que afetam a seção pós-oligocênica na região do Cone do Rio Grande (Butler, 1970; Fontana, 1990; Rosa, 2007).

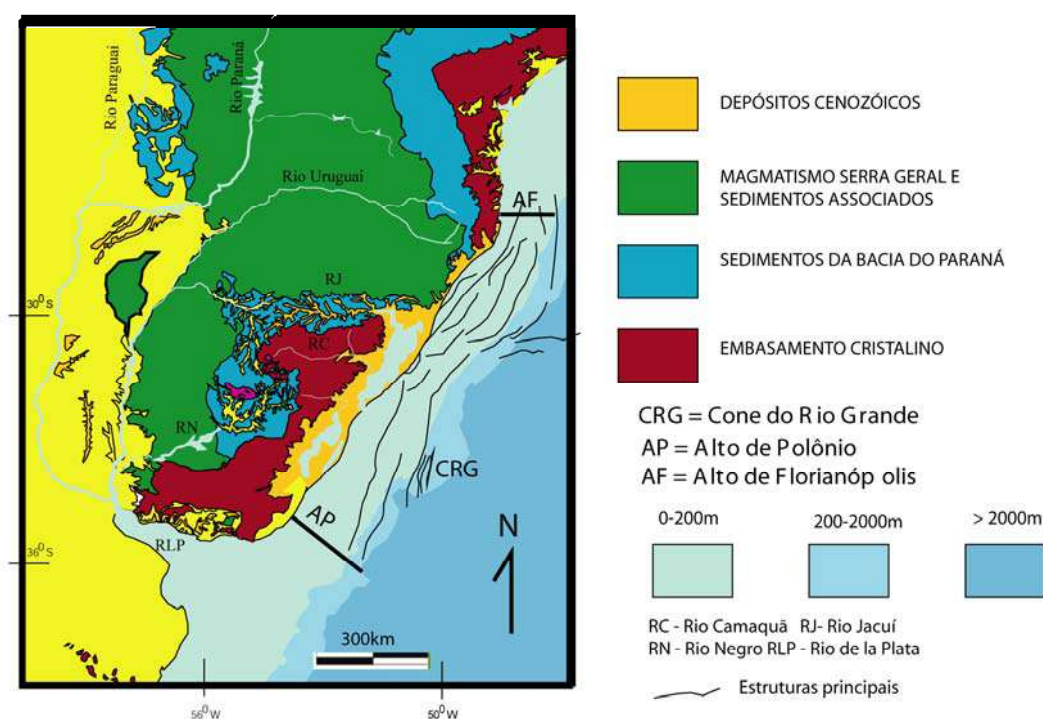


Figura I – Mapa geológico simplificado mostrando a Bacia de Pelotas e suas principais estruturas (compilado de Fontana, 1996; Cunha Lopes *et al.*, 2008 e López, 2009)

2.2 - EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

Assim como as demais bacias da margem continental brasileira, a Bacia de Pelotas teve origem a partir da fragmentação do megacontinente Gondwana e o conseqüente desenvolvimento do Oceano Atlântico Sul, sendo considerada a precursora dentre as bacias brasileiras de margem passiva (Gonçalves *et al.*, 1979; Asmus, 1983). O Evento Sul-Atlântico Precoce, primeiro ciclo de rifteamento no Gondwana, causou a abertura da porção meridional do continente, a qual se propagou de sul para norte, do platô das Malvinas até a Bacia de Pelotas (Conceição *et al.*, 1988). Com base em idade

K/Ar em rochas vulcânicas pós-paleozóicas, Mizusaki *et al.* (1998) sugeriram que o rifteamento da margem sul-brasileira se propagou em direção ao norte, da Bacia de Pelotas até a Bacia do Espírito Santo. A principal fase de rifteamento ao longo da margem sul-brasileira teria ocorrido entre 135 Ma e 120 Ma, ao norte da cadeia Rio Grande-Walvis (Davison, 1999).

A evolução tectônica da Bacia de Pelotas se deu em duas fases distintas: rifte e pós-rifte. O rifteamento teve início com a instalação de um processo de estiramento crustal no Gondwana, que evoluiu até a separação dos continentes sul-americano e africano. Durante o rifteamento foram gerados grábens e hemi-grábens, os quais foram preenchidos por rochas vulcânicas e clásticos finos a grossos (Fontana, 1996). Ainda não são conhecidos os depósitos da fase de lago profundo nesta bacia (Davison, 1999).

A fase pós-rifte teve início com o processo de subsidência térmica. Segundo Fontana (1996), a partir do início da deriva continental teve lugar a fase de colapso da margem, ocasionando a deposição de cunhas clásticas com padrão transgressivo entre o Neocomiano e o Paleoceno/Eoceno. A partir do Eoceno uma significativa queda do nível relativo do mar e o aumento da taxa de aporte sedimentar causaram uma mudança no padrão para regressivo, culminando no Mioceno com a deposição de espessas cunhas progradantes. A acentuação do processo de subsidência termal proporcionou a deposição de um espesso pacote de sedimentos do Mioceno ao Recente (Fontana, 1996).

Em termos de litoestratigrafia, a proposta amplamente aceita é aquela apresentada por Dias *et al.* (1994). O intervalo cronoestratigráfico em foco nesta tese está inserido no contexto litoestratigráfico das formações Cidreira e Imbé. A primeira corresponde a arenitos e siltitos com idades entre o Turoniano e o Holoceno, provavelmente associados a ambientes transicionais. A Formação Imbé é constituída por depósitos pelíticos com raras intercalações de areias turbidíticas, depositados em ambiente marinho profundo entre o Turoniano e o Recente (Dias *et al.*, 1994).

Mais recentemente, foi lançada pela Petrobras a nova carta estratigráfica da Bacia de Pelotas (Bueno *et al.*, 2007) (Figura II). Vale ressaltar que não houve modificações nas unidades litoestratigráficas mencionadas acima para o intervalo estudado.

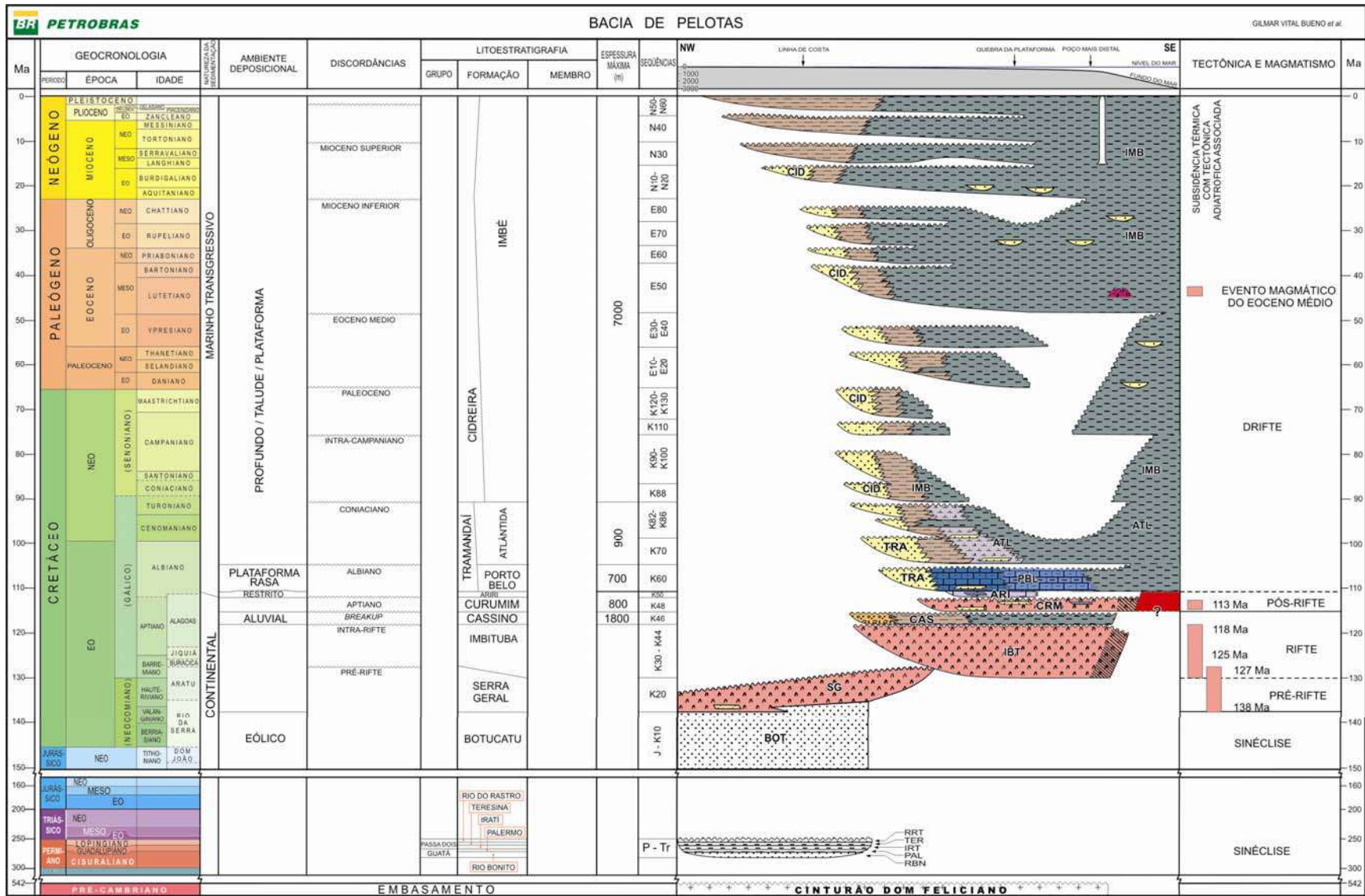


Figura II - Carta cronoestratigráfica da Bacia de Pelotas (Bueno et al., 2007).

3 – MATERIAL E MÉTODOS

3.1 - SISTEMA DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS E MODELAGEM 3D DA ÁREA DE ESTUDO

As informações de geologia de superfície e subsuperfície da Bacia de Pelotas, provenientes de diferentes fontes, encontram-se dispersas em várias bases de dados. Diversos artigos e mapas disponibilizam estas informações de forma impressa. Em vista disso, considerou-se necessário reunir estas informações em uma única base de dados. Utilizando-se os recursos computacionais disponíveis, optou-se pela elaboração de um Sistema de Informações Geográficas (SIG) que reunisse as informações espaciais de trabalhos anteriores, juntamente com as obtidas neste trabalho, na forma de um banco de dados, passível de ser traduzido em diversas versões de mapas.

A integração dos dados de subsuperfície permitiu a construção de modelos tridimensionais da bacia, como o de profundidade do embasamento na porção emersa, e de profundidade de intervalos de tempo selecionados. Estes modelos auxiliaram na contextualização espacial dos intervalos dos poços estudados neste trabalho.

Os dados geológicos de subsuperfície provêm das perfurações realizadas pela Petrobras e pela CPRM. Vale ressaltar que o objetivo das sondagens da CPRM não era amostrar os estratos da Bacia de Pelotas, mas as jazidas de carvão do Neopaleozóico da Bacia do Paraná.

Foi feito um levantamento das perfurações na planície costeira do Rio Grande do Sul e Santa Catarina na Biblioteca da Superintendência Regional de Porto Alegre da CPRM (SUREG-Porto Alegre) e no banco de dados digitais do Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná, disponível em <http://www.cprm.gov.br>. Após, foram coletados dados sobre a espessura de depósitos correspondentes à Bacia de Pelotas nos poços disponíveis, num total de 173 perfurações, e levantadas informações sobre furos com testemunhagem na seção cenozóica. Foram selecionados 10 poços para coleta de amostras e descrição de testemunhos, etapas realizadas no depósito da CPRM no município de Caçapava do Sul (DECA – Depósito de Caçapava do Sul), com a devida autorização da Superintendência Regional de Porto Alegre. Após a preparação das amostras destes poços, verificou-se a ocorrência de testas de foraminíferos apenas no material coletado do poço 2-TG-96-RS, o qual foi o selecionado para a obtenção de dados bioestratigráficos e paleoambientais.

Os trabalhos anteriores que utilizaram amostras dos poços perfurados pela Petrobras na parte emersa da bacia, em termos de micropaleontologia, são os de Closs (1967, 1970), Sanguinetti (1980) e Gomide (1989). Enquanto os poços perfurados na área submersa foram estudados por Gomide (1989), Koutsoukos (1982) e Anjos & Carreño (2004). Dados micropaleontológicos provenientes de amostras coletadas em sondagens efetuadas pela CPRM na porção emersa da bacia foram apresentadas por Boltovskoy *et al.* (1983).

As siglas originais dos poços perfurados pela Petrobras foram substituídas por outras em virtude de normas da empresa quanto à divulgação de dados. Da mesma forma, no sistema de informações geográficas aqui apresentado, os poços não estão identificados por suas siglas formais. Além disso, os mapas temáticos são apresentados sem a grade de coordenadas.

Os mapas geológicos disponíveis foram editados pela CPRM e pelo Centro de Estudos Costeiros da UFRGS (CECO), em diferentes versões e escalas. A maior parte da área de estudo é coberta pelos mapas geológicos do Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná, da CPRM (Aboarrage & Lopes, 1986). As folhas na escala 1:100.000 estão disponíveis para *download* no sítio <http://www.cprm.gov.br>, no formato JPEG. Estas folhas foram escolhidas para a base geológica, por apresentarem escala de semi-detalle. A coluna estratigráfica e os nomes das unidades foram atualizados conforme o Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul (Wildner *et al.*, 2008), na escala 1:750.000. Apesar de sua escala mais regional, este mapa também apresentou modernizações em relação à geologia do Projeto Borda Leste, o que foi devidamente acrescentado ao mapa-base. Na parte da área de estudo sem cobertura pelo Projeto Borda Leste, a base geológica utilizada foi diretamente o Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul, para o território do estado homônimo, e o Mapa Geológico do Brasil ao Milionésimo, Folha SH.22 – Porto Alegre, da CPRM (Ramgrab *et al.*, 2004), para Santa Catarina. O método aplicado para a organização do SIG e confecção dos modelos 3D é descrita a seguir.

3.1.1 - BANCO DE DADOS E MAPAS TEMÁTICOS

Esta etapa do trabalho foi desenvolvida com uso da plataforma ArcGIS 9.1. Em um ambiente SIG, banco de dados e feições espaciais apresentam correspondência entre si, sendo possível a criação de mapas temáticos a partir de tabelas de dados. Por outro

lado, é possível construir um banco de dados a partir da digitalização de feições em mapa.

Os dados de subsuperfície foram tabulados em planilhas no formato DBF, e carregados no SIG para a posterior geração de mapas de pontos. As folhas dos mapas geológicos do Projeto Borda Leste foram georreferenciadas, de modo a se constituírem na principal base para a digitalização do mapa geológico deste georreferenciado. Os mapas geológicos do Rio Grande do Sul e do Brasil ao Milionésimo, as quais já se encontravam em ambiente SIG, foram diretamente carregados no presente SIG, no intuito de auxiliarem também na digitalização do tema geologia de superfície.

A janela de dados e os arquivos vetoriais gerados (polígonos, linhas e pontos) foram confeccionados em sistema de coordenadas Universal Transverso de Marcator (UTM), *datum* WGS84. Na janela de dados foram digitalizados os polígonos referentes às unidades geológicas, corpos d'água e áreas urbanas, bem como as linhas (limites da área, divisa estadual). Na versão final do SIG, os dados espaciais foram convertidos para o sistema de coordenadas geográficas, utilizando-se o elipsóide de referência WGS84. O mapa de documentação do Anexo B é o arquivo de saída confeccionado a partir do SIG.

3.1.2 - MODELAGEM 3D DE SUBSUPERFÍCIE

Os dados de coordenadas e de profundidades de superfícies de interesse dos poços disponíveis foram tabulados em arquivos no formato XLS. Para a modelagem da profundidade do embasamento foram utilizados os 173 furos da CPRM na porção emersa da Bacia de Pelotas. Nesta região, o embasamento foi recoberto diretamente por depósitos neogênicos.

Dados bioestratigráficos dos poços da Petrobras disponíveis na literatura foram utilizados para definir faixas de idade a para posterior modelagem 3D. Aos dados bioestratigráficos foram acrescentadas as idades relativas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas durante a execução de trabalho.

Para a definição das cotas das superfícies de interesse considerou-se o *datum* como sendo o zero erosivo, ou nível de base estratigráfico, uma vez que também foram utilizadas seções na porção emersa da bacia, com depósitos acima do nível do mar atual. Para se chegar a esta superfície, imagens SRTM (Modelo Digital do Terreno) foram

carregadas no SIG. Estas imagens estão disponíveis no sítio <http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/download/index.htm>.

Com base nas informações altimétricas destas imagens, verificou-se a altitude média do contato entre os depósitos da Bacia de Pelotas e seu embasamento, para a qual se obteve um valor de +19m, que passou a ser considerado como o nível de base estratigráfico. Assim, efetuou-se o recálculo das profundidades das superfícies de interesse nos poços, subtraindo-se 19m de suas cotas originais. A utilização deste *datum* dá uma idéia mais precisa sobre espessura de depósitos, o que é particularmente importante no caso da porção emersa da bacia.

Os dados espaciais organizados em tabelas XLS foram interpolados com o uso do programa Surfer 8.0. Dentre os métodos disponíveis no programa, o método de krigagem apresentou os melhores resultados. A partir daí, foram gerados mapas tridimensionais para intervalos de tempo selecionados. Os arquivos de saída foram exportados no formato TIFF a para posterior edição das figuras nos artigos.

3.2 – SELEÇÃO E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

O material utilizado neste estudo consiste de amostras provenientes de sondagens efetuadas pela Petrobras na porção submersa da bacia (1A, 2A, #01 e 3A) e pela CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) na porção emersa (2-TG-96-RS). A localização das sondagens estudadas é apresentada no Anexo B.

3.2.1 - FORAMINÍFEROS

As amostras das sondagens 1A e 2A foram preparadas no laboratório da Gerência de Bioestratigrafia e Paleoecologia Aplicada (BPA) do Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Mello (CENPES/Petrobras), segundo o método convencional para a separação de microfósseis de parede calcária, conforme descrito por Mesquita (1998).

As amostras das sondagens 2-TG-96-RS, #01 e 3A foram preparadas no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS, seguindo as etapas abaixo descritas:

1. Pesagem da amostra;
2. Adição de peróxido de hidrogênio (H_2O_2) em quantidade suficiente para cobrir a amostra, o qual foi diluído progressivamente com água destilada para controlar a

intensidade da reação, especialmente em amostras com alto conteúdo de matéria orgânica;

3. Lavagem em água corrente sobre peneira de malha 0,062mm;
4. Limpeza das peneiras após a lavagem de cada amostra, em água corrente e posteriormente com jato de ar comprimido, e por fim em lavadora ultra-sônica por trinta minutos, visando à remoção de partículas que eventualmente tenham ficado retidas na malha;
5. Secagem em estufa a 50°C;
6. Pesagem do material seco (recuperado).

Após a preparação, as amostras foram triadas sob estereomicroscópio. Procedeu-se à identificação taxonômica das associações de foraminíferos planctônicos e bentônicos com base na bibliografia especializada. Após esse procedimento os espécimes foram avaliados em termos da preservação das testas através do exame em estereomicroscópio, avaliação da textura da parede das testas em microscópio eletrônico de varredura e análises de EDS (*Energy Dispersive Spectrometry*).

Foram selecionadas testas bem preservadas da fração maior do que 150µm para as análises isotópicas e químicas. O número de indivíduos utilizados nas análises variou, dependendo do tamanho médio das testas. Sempre que possível foram utilizadas assembleias monoespecíficas ou monogenéricas. Espécimes bentônicos e/ou planctônicos foram separados preferencialmente conforme a disponibilidade de exemplares em cada amostra e armazenados em tubos ependorf.

Fotografias em microscópio eletrônico de varredura foram realizadas no Centro de Microscopia Eletrônica da UFRGS e no CENPES/Petrobras, modelos JEOL JSM-5800 e JEOL JSM 6060, com o objetivo de documentar o estado de preservação das testas e para ilustrar táxons representativos em termos de bioestratigrafia e/ou paleoecologia.

3.2.2 - PALINOLOGIA

O procedimento padrão para a recuperação de microfósseis de parede orgânica (palinologia) foi realizado em 15 amostras das sondagens #01 e 2-TG-96-RS, das quais se separou uma alíquota. A preparação das amostras foi efetuada no Laboratório de Palinologia “Marleni Marques Toigo” do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia/IG/UFRGS. As amostras foram trituradas e seus constituintes minerais foram dissolvidos nas seguintes etapas de tratamentos químicos: (i) Adição de ácido clorídrico

até a completa dissolução dos carbonatos; (ii) adição de ácido fluorídrico até a máxima dissolução dos silicatos e (iii) tratamento com ácido clorídrico a 60°C visando a dissolução da sílica-gel e demais minerais neoformados.

O resíduo orgânico concentrado após os sucessivos tratamentos e respectivas lavagens foi peneirado para a obtenção de duas frações granulométricas, uma maior que 250µm e outra entre 250µm e 10µm, sendo que esta última constitui o denominado resíduo palinológico, aqui utilizado para as análises bioestratigráficas e paleoambientais, uma vez que a fração maior não resultou em recuperação de microfósseis de parede orgânica.

O resíduo orgânico foi homogeneizado e uma pequena porção foi coletada para a confecção de lâminas palinológicas. Foi utilizado *Celosize* para a fixação da amostra na lamínula e *Entellan* para a fixação da lâmina à lamínula. Foram confeccionadas 65 lâminas, as quais estão depositadas na Palinoteca do Laboratório de Palinologia da UFRGS (Tabela 1).

Tabela 1 – Amostras e lâminas preparadas para análises palinológicas

Poço	Prof. (m)	n.º lâminas	Poço	Prof. (m)	n.º lâminas	Poço	Prof. (m)	n.º lâminas
2-TG-96- RS	73,50	10	#01	1301,75	1	#01	1305,05	4
2-TG-96- RS	115,75	9	#01	1302,25	1	#01	1305,55	3
2-TG-96- RS	134,30	15	#01	1302,65	3	#01	1306,10	3
2-TG-96- RS	140,20	5	#01	1303,60	3	#01	1307,10	3
#01	1301,15	1	#01	1304,05	3	#01	1308,55	1

A técnica de microscopia com luz branca não foi suficiente para o reconhecimento de todos os palinomorfos. Devido a isso, o uso de luz fluorescente (UV) foi necessário, bem como a utilização de contraste diferencial de interferência (DIC). Para a identificação e agrupamento dos microfósseis de parede orgânica (matéria orgânica

particulada), a classificação de Carvalho *et al.* (2006) foi adotada neste trabalho com pequenas modificações (Tabela 2).

Tabela 2– Classificação da matéria orgânica utilizada neste trabalho
(modificado de Carvalho *et al.*, 2006).

Grupos e subgrupos	Descrição e origem
Matéria orgânica amorfa	Material não-estruturado derivado da degradação de fitoplâncton e de resinas de plantas continentais,
Fitoclastos: traqueídeos, cutículas, membranas e hifas de fungos	Partículas derivadas de tecidos lignino-celulósicas de plantas terrestres e fungos, relacionados ao ciclo reprodutivo.
Grupo Palinomorfos	
Subgrupo	Esporos: palinomorfos terrestres produzidos por plantas pteridófitas e fungos.
Esporomorfos	Grãos de pólen: palinomorfos terrestres produzidos por plantas gimnospermas e angiospermas, relacionados ao ciclo reprodutivo.
Subgrupo	Palinoforaminíferos: revestimento orgânico de testas de foraminíferos.
Zoomorfos	Escolecodontes: partes do aparelho bucal de vermes poliquetas.
Subgrupo	Acritarcos: cistos de origem desconhecida e afinidades biológicas variadas.
Microplâncton	Cistos de dinoflagelados: cistos fossilizados durante a parte sexuada do ciclo de vida dos dinoflagelados. Chlorophyta: algas individuais e coloniais das classes Chlorophyceae, Prasinophyceae e Zygnemaphyceae.

3.2.3 - ANÁLISES ISOTÓPICAS E ELEMENTAIS

A análise da razão isotópica de estrôncio foi realizada em um total de 184 amostras provenientes dos poços estudados (tabela 3). As análises das amostras provenientes dos poços 1A e 2A foram efetuadas no âmbito do projeto FINEP-CTPETRO n°. 6500.0026.00.

Em termos gerais, foram selecionadas de 1 a 15 espécimes da fração > 150µm, os quais foram utilizados para as análises da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Quando o número de espécimes bentônicos ou planctônicos disponíveis era suficiente para as análises optou-se por utilizar sub-amostras compostas por espécimes pertencentes a um único grupo. Por outro lado, quando a quantidade de exemplares de cada grupo não foi suficiente, os procedimentos analíticos foram realizados utilizando uma mistura de formas bentônicas e planctônicas.

Tabela 3 – Amostras analisadas em termos da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ por poço.

Poço	1A	2A	3A	#01	2-TG-96-RS
n°. de amostras	85	83	4	11	1

As análises da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram efetuadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. As amostras foram dissolvidas em 500µL de HNO_3 5N durante 60 minutos a 60°C, e posteriormente foram centrifugadas por 10 minutos e secas a 120°C.

Após essa fase, as amostras foram dissolvidas em 250 µL de HNO_3 5N e passadas através de micro-colunas com uma mistura de resina SrSpec™, 5N HNO_3 e água ultra-pura (Milli-Q). O estrôncio foi coletado em uma mistura de 1ml de água Milli-Q, uma gota de HNO_3 7N e uma gota de H_3PO_4 . As amostras foram depositadas em filamentos de rênio com 2µL de H_3PO_4 e 1µl de TaCl_5 . As razões isotópicas foram medidas em modo dinâmico com espectrômetro VG Sector 54 (Figura III) e, normalizadas para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,1194$.



Figura III. Espectrômetro de massa Micromass VG-54 do Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS.

Todas as análises foram ajustadas para variações instrumentais. As medidas para o padrão NBS-987 foram de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710250 \pm 0,000007$ e os valores de branco de estrôncio total foram sempre menores que 30 picogramas. As correções para o branco foram insignificantes para as composições isotópicas medidas.

A obtenção de idades relativas com base nos dados isotópicos de estrôncio foi realizada através da comparação com a curva-padrão derivada de dados compilados por Veizer *et al.* (1999) os quais são apresentados no Anexo C.

As análises isotópicas de carbono e oxigênio foram efetuadas em 100 amostras coletadas em três dos poços estudados (Tabela 4). Não foram realizadas análises de isótopos estáveis em amostras do poço 2-TG-96-RS uma vez que foi constatado que as testas de foraminíferos provenientes desta sondagem foram afetadas por dissolução em graus variáveis, o que inviabiliza a obtenção deste tipo de dado.

Tabela 4 – Amostras analisadas em termos da composição isotópica de carbono e oxigênio.

Poço	1A	2A	3A	#01
n. de amostras	46	34	8	12

Foram separadas de três a seis testas bem preservadas de cada amostra, dependendo do tamanho dos espécimes, para a realização das análises de isótopos estáveis no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará.

Sempre que o número de espécimes foi suficiente, foram analisadas amostras monoespecíficas, compostas por *Orbulina universa* (planctônico) ou por *Cibicidoides wuellerstorfi*. Eventualmente, utilizou-se também espécimes de *Globigerinoides trilobus* (planctônico) ou de *Lenticulina* sp. ou *Uvigerina* sp. (bentônicos).

As razões isotópicas foram medidas em um espectrômetro de massa Finnigan MAT-252 acoplado a um sistema Kiel-III de extração *online* de CO₂. Nesse sistema, a amostra de carbonato é dissolvida com ácido fosfórico a 70°C sob vácuo, liberando CO₂ através da reação:



O CO₂ liberado, após passar por etapas automáticas de purificação no sistema Kiel-III foi introduzido no espectrômetro de massa e teve suas razões isotópicas de carbono e oxigênio determinadas. As razões isotópicas são reportadas em notação δ ‰ (delta per mil) em relação ao padrão PDB (PeeDee Belemnite) da Universidade de Chicago, que se refere à composição dos belemnites (*Belemnitella americana*) da Formação PeeDee da Carolina do Sul (EUA). Dessa forma, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ ‰, são expressos pela relação:

$$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰} = \frac{\{({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C})_{\text{amostra}} - ({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C})_{\text{PDB}}\}}{({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C})_{\text{PDB}}} \times 1000$$

Expressão similar é utilizada para reportar os valores de $\delta^{18}\text{O}$ ‰:

$$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰} = \frac{\{({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{amostra}} - ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{PDB}}\}}{({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{PDB}}} \times 1000$$

O controle da precisão e exatidão analítica foi feito através da análise do padrão de carbonato NBS-19, o qual foi efetuado, sistematicamente, ao longo da análise das amostras. Os desvios-padrão das diversas análises desse padrão indicam uma precisão analítica menor que 0,14‰ para o oxigênio e 0,07‰ para o carbono. Os valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ de 2‰ e de $\delta^{18}\text{O}$ de -2,13 ‰, obtidos ao longo das análises das amostras, são comparáveis aos valores sugeridos para o padrão NBS-19 (1,95‰ e -2,20‰, respectivamente) e atestam a confiabilidade do procedimento analítico adotado.

As concentrações de estrôncio e cálcio foram determinadas na unidade de Ontário (Canadá) dos Laboratórios Activation Ltd. Foi analisado um total de 78 amostras correspondentes a uma média de seis testas bem preservadas de foraminíferos bentônicos. A tabela 5 apresenta a quantidade de amostras analisadas por poço.

Tabela 5 – Amostras analisadas em termos da razão Sr/Ca.

Poço	1A	2A	3^a	#01	2-TG-96-RS
amostras	33	30	3	10	2

As testas foram dissolvidas em 1ml de água régia¹ a 90°C por duas horas. A solução foi diluída e analisada por ICP/MS modelo 6000, que fornece um limite de detecção para estrôncio de 0,5% e de 0,01% para o cálcio. As concentrações dos elementos foram determinadas em µg/ml de água régia e os valores obtidos foram convertidos para mmol/mol através de cálculos estequiométricos.

¹ Mistura de ácido nítrico e clorídrico em proporção de 1 para 3.

4 – MICROFÓSSEIS ESTUDADOS: GENERALIDADES

4.1 - FORAMINÍFEROS

Os foraminíferos são organismos unicelulares eucariontes, pertencentes ao Reino Protoctista, Filo Granuloreticulosa, Classe Foraminifera (Loeblich & Tappan, 1992; Sen Gupta, 1999). Estes organismos são globalmente abundantes e ocorrem desde a transição entre o continente e a plataforma continental até a planície hadal (Seyve, 1990; Arenillas, 2004).

Em termos de hábito, os foraminíferos podem ser planctônicos ou bentônicos. Os planctônicos vivem na massa d'água enquanto que os bentônicos vivem no fundo marinho, Estes últimos podem ser formas móveis (vágeis) ou viver sobre (epifaunais) ou dentro dos sedimentos (infaunais), ou podem ser fixos (sésseis) a diversos tipos de substratos mediante a cimentação carbonática ou da alta viscosidade da camada ectoplasmática (Seyve, 1990; Arenillas, 2004).

Os primeiros foraminíferos surgiram no início do Cambriano. O mais antigo foraminífero já registrado (*Platysolenites antiquissimus* Eichwald), surgiu entre 545 e 540 Ma (Lipps & Rozanov, 1996), Posteriormente, no Siluriano, surgiram os foraminíferos bentônicos de parede calcária e, no final do Triássico, os foraminíferos planctônicos.

Os foraminíferos secretam uma carapaça denominada testa, de composição calcária (calcítica ou aragonítica), ou a constroem a partir da aglutinação de partículas minerais ou biogênicas. Mais raramente, esta testa é de composição orgânica ou silicosa. Essa estrutura permitiu ao grupo marcar a sua presença no registroossilífero desde o Cambriano (Pawłowski *et al.*, 2003). A testa é formada por uma ou várias câmaras que se intercomunicam através de uma ou mais aberturas chamadas foramens. As espécies multiloculares, cuja testa é constituída por várias câmaras, iniciam seu ciclo de vida com uma única câmara denominada prolóculo (Figura IV). O crescimento da testa pode ser contínuo, originando testas uniloculares, ou pode ocorrer em estágios, originando testas multiloculares, cujas formas jovens geralmente têm aparência diferente das formas adultas (Seyve, 1990; Arenillas, 2004). A figura IV ilustra a morfologia básica de uma testa de foraminíferos.

A parte orgânica dos foraminíferos consiste de uma massa protoplasmática que contém um ou mais núcleos e é limitada por uma membrana. A porção do protoplasma

que se encontra dentro da testa é o endoplasma, e a porção externa, o ectoplasma. No ectoplasma se dá a interação entre o organismo e o ambiente através de prolongamentos filamentosos e longos chamados pseudópodos, que possuem função locomotora, de fixação e de captura de alimento (Boltovskoy, 1965, Arenillas, 2004).

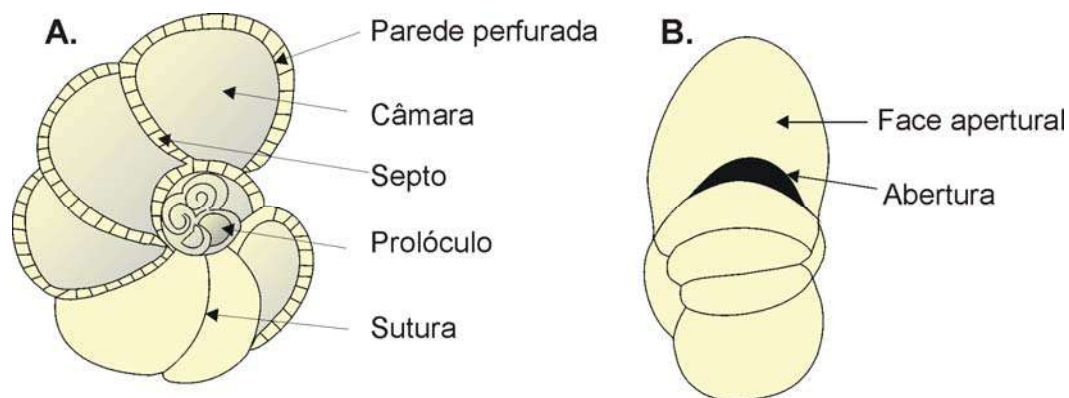


Figura IV – Morfologia básica dos foraminíferos, **A.** vista espiral em seção longitudinal parcial, mostrando a estrutura interna e morfologia externa, **B.** Vista lateral mostrando a abertura.

Em linhas gerais, os foraminíferos apresentam diversas estratégias de alimentação, constituindo grupos detritívoros, suspensívoros, bacteriófagos ou onívoros, os quais ocupam diversos nichos tróficos (Leckie & Olsson, 2003; Arenillas, 2004). Estes organismos se alimentam de diatomáceas, algas, bactérias, partículas orgânicas, larvas de metazoários ou estágios larvais de outros organismos planctônicos, bem como de outros protozoários (Hemblen *et al.*, 1989; Arenillas, 2004). Ao mesmo tempo, algumas formas possuem simbiontes fotossintéticos (algas microscópicas, dinoflagelados ou crisófitas) os quais lhes conferem uma vantagem competitiva em águas empobrecidas em nutrientes, onde o suprimento de alimentos é limitado (Leckie & Olsson, 2003; Arenillas, 2004).

As formas planctônicas, devido ao seu caráter cosmopolita, são amplamente utilizadas em análises biocronoestratigráficas como ferramenta de correlação de precisão e de datação relativa, o que se deve ao seu rápido desenvolvimento evolutivo, que torna possível a separação de estratos com duração de menos de um milhão de anos (Boltovskoy, 1973). Os foraminíferos bentônicos, cuja ocorrência é fortemente condicionada por variáveis ecológicas, são aplicados em estudos paleoecológicos, importantes na caracterização de ambientes deposicionais antigos e reconstruções paleogeográficas, e em correlações biofaciológicas de caráter local, devido à restrição ambiental de várias espécies.

4.2 - PALINOMORFOS

Palinologia é um termo criado para englobar o amplo leque de estudos reunido na expressão *pollen analysis*, com conotação associada aos estudos do Quaternário (Jansonius & MacGregor, 1996). Os objetos de estudo da palinologia, além dos pólenes e esporos, compreendem também diversos outros tipos de organismos de parede orgânica, resistentes ao ataque de ácidos utilizados na preparação das amostras (Jansonius & MacGregor, 1996). Os componentes orgânicos que permanecem como resíduo da preparação palinológica de amostras de sedimentos e rochas sedimentares são designados através do termo “palinomorfos” (Traverse, 2007). Estes elementos compreendem grãos de pólen, esporos de vegetais e fungos, algas, dinoflagelados, palinoforaminíferos, escolecodontes e acritarcos, entre outros.

A importância dos estudos palinológicos está na significativa contribuição fornecida por esta ferramenta às interpretações paleoecológicas de rochas sedimentares e sedimentos inconsolidados e correlação de estratos. A correlação entre sucessões sedimentares marinhas e continentais contemporâneas é possível através de palinomorfos continentais que também estão presentes em sedimentos marinhos como componentes biogênicos da fração detrítica de granulometria fina.

4.2.1 - PALINOMORFOS CONTINENTAIS

Esporomorfos: Esporos e Grãos de pólen

Os grãos de pólen são estruturas reprodutivas masculinas das plantas superiores (angiospermas e gimnospermas) (Figura V). Nas angiospermas, os pólenes são produzidos em estruturas com função reprodutiva encontrada em flores (anteras), enquanto nas gimnospermas são originados nos microesporângios que correspondem a sacos polínicos (Heusser, 1978).

O processo de transporte dos grãos de pólen é realizado por diversos agentes: vento (anemófilo), insetos (entomófilo), pássaros (ornitófilo) e pela água (hidrófilo). Os grãos de pólen são conhecidos no registro geológico a partir do Carbonífero (Gimnospermas) e do Jurássico (Angiospermas).

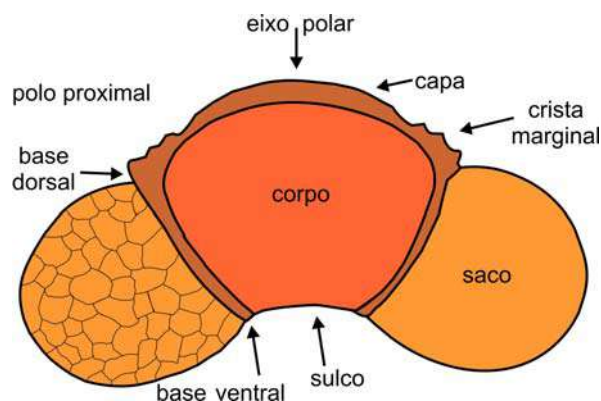


Figura V -.Termos descritivos de um grão de pólen bissacado
(modificado de Heusser, 1978).

Os esporos são produzidos por plantas inferiores (pteridófitas e briófitas), fungos e bactérias. Os esporos das plantas continentais são produzidos por estruturas denominadas esporângios, através de células-mãe que se dividem por meiose, formando quatro células-filhas (Playford & Dettmann, 1996). Os esporos estão entre os vestígios vegetais mais antigos, estando presentes no registro geológico desde o Ordoviciano. Devido a sua ampla dispersão, os esporos e grãos de pólen são utilizados em estudos paleoecológicos, paleoclimáticos e bioestratigráficos.

Fitoplâncton: Algas Clorófitas

As algas verdes (Reino Protista, Divisão Chlorophyta) englobam desde formas unicelulares microscópicas a multicelulares macroscópicas. Essas algas habitam águas doces, salobras e mesmo solos úmidos, e são caracterizadas por possuir pigmentos que contêm clorofila (Batten, 1996).

Alguns tipos de algas continentais ocorrem comumente em amostras palinológicas, especialmente dois gêneros, *Botryococcus* e *Pediastrum*. Ambos os gêneros constituem algas coloniais que possuem representantes fósseis. *Botryococcus* é conhecido desde o Carbonífero, enquanto *Pediastrum* ocorre desde o Cretáceo inferior (Batten & Grenfell, 1996). *Botryococcus* ocorre em água doce ou salobra, enquanto as espécies de *Pediastrum* spp. ocorrem exclusivamente em águas doces (Traverse, 2007).

4.2.2 - PALINOMORFOS MARINHOS

Fitoplâncton: dinoflagelados

Dinoflagelados são organismos unicelulares que ocorrem como células móveis dotadas de dois flagelos. Estes organismos podem ser autótrofos (fotossintéticos), simbiontes ou parasitas, sendo que os primeiros perfazem mais de 50% dos gêneros conhecidos (Fensome *et al.*, 1996). A figura VI apresenta os principais caracteres morfológicos dos cistos de dinoflagelados e a terminologia descritiva empregada.

A grande importância desses organismos na micropaleontologia reside em seu rico registro em rochas do Mesozóico e do Cenozóico, onde ocorrem quase exclusivamente como cistos (Fensome *et al.*, 1996). Os cistos de dinoflagelados são produzidos durante a parte sexuada do ciclo de vida destes organismos. Os cistos são comuns em rochas a partir do Triássico superior, principalmente as depositadas em ambiente marinho, embora alguns poucos gêneros tenham sido reportados em sedimentos depositados em água doce ou salobra (Traverse, 2007).

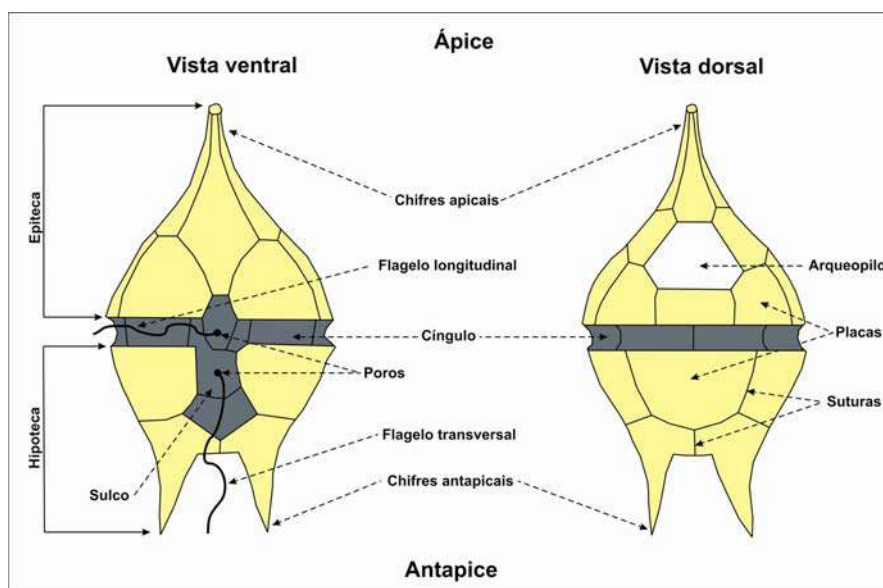


Figura VI. Principais feições da teca de um dinoflagelado (vista ventral) e do cisto correspondente (vista dorsal) (modificado de Evitt, 1985).

Zoomorfos

Alguns grupos de palinomorfos são comumente agrupados como zoomorfos. Dois desses grupos, os palinoforaminíferos e os escolcodontes são apresentados sucintamente a seguir, uma vez que sua ocorrência foi reportada nas amostras palinológicas analisadas neste estudo.

A ocorrência de revestimentos orgânicos de microforaminíferos tem sido reportada em diversas assembléias de microfósseis marinhos após preparação palinológica, principalmente de sedimentos cenozóicos (Stancliff, 1996). A parte orgânica de composição quitinosa que se preserva após a remoção da parte mineralizada da testa é denominada palinoforaminífero ou foraminífero de parede orgânica. O tratamento taxonômico deste grupo permanece controverso, sendo que diversas classificações foram erigidas, apresentando grupos informais ou considerando a taxonomia das testas mineralizadas (Traverse, 2007). Segundo Stancliffe (1996), os principais grupos morfológicos de palinoforaminíferos correspondem a formas constituídas por câmaras isoladas, uniseriais, bisseriais, câmaras em arranjo espiral e arranjo combinado.

Escolcodontes são partes do aparelho bucal de poliquetas, principalmente anélídeos marinhos (Figura VII). Ocorrem no registro do Ordoviciano inferior ao Recente, mas sua maior abundância é registrada do Ordoviciano ao Siluriano (Traverse, 2007). Estes elementos de composição orgânica (quitinosos) são denticulados em uma das margens e apresentam tamanho variando entre 0,1 e 4 mm (Szaniawski, 1996).

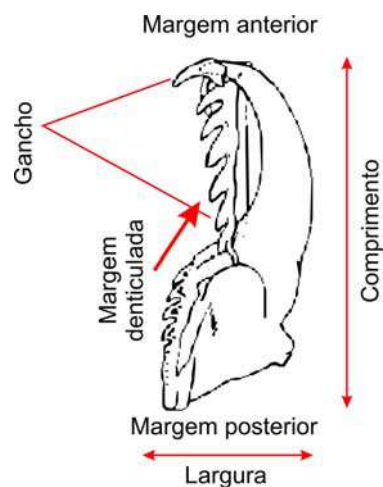


Figura VII – Terminologia descritiva de um elemento escolcodonte (Baseado em Szaniawski, 1996).

Além dos grupos descritos acima, ocorrem ainda nas preparações palinológicas organismos (ou partes destes) denominados como “Quitinozoários” e “Acritarcos”. A afinidade biológica dos dois grupos é desconhecida, sendo o primeiro restrito aos depósitos exclusivamente marinhos do Ordoviciano, Siluriano e Devoniano. Acritarcos é um termo também artificial para designar determinadas estruturas de parede orgânica, provavelmente cistos relacionados ao microplâncton, ainda não vinculadas diretamente aos grupos de protistas conhecidos. Pela natureza das amostras, representantes destes grupos não foram identificados no presente estudo.

5 – ISÓTOPOS E ANÁLISES ELEMENTAIS: FUNDAMENTOS E APLICAÇÕES

5.1 – ISÓTOPOS ESTÁVEIS: GENERALIDADES

Os isótopos são átomos que apresentam núcleo com o mesmo número de prótons e número de nêutrons diferente, o que ocasiona diferenças nas propriedades químicas e físicas de um elemento (Hoefs, 1987). A abundância de um isótopo estável na natureza é regida pela “Regra de Oddo-Harkins”, segundo a qual o arranjo par-par de prótons e nêutrons no núcleo indica o isótopo mais abundante, enquanto o ímpar-ímpar o menos abundante, e a “Regra da simetria”, de acordo com a qual o isótopo mais abundante na natureza apresenta uma relação prótons/nêutrons igual ou mais próxima da unidade (Faure, 1986).

A composição isotópica de qualquer substância é dada em termos da variação das razões entre os isótopos (δ) em comparação com uma substância de composição conhecida. Deste modo, uma amostra apresentando δ positivo representa uma composição enriquecida no isótopo pesado, com relação ao padrão.

Partindo do princípio de que as carapaças de diversos grupos de organismos marinhos que secretam carbonato refletem a composição isotópica da água do oceano na qual se formaram a análise de isótopos estáveis em carapaças de microfósseis representa uma ferramenta para a interpretação de paleoambientes, especialmente na obtenção de parâmetros tais como paleotemperatura, paleoprodutividade, variações do nível do mar, entre outros.

5.1.1 – ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO

O oxigênio, elemento mais abundante na Terra, possui três isótopos estáveis, ^{16}O , o mais leve e mais comum (99,63% de abundância relativa), ^{17}O , o mais raro (0,0375%) e ^{18}O , o mais pesado (0,195%) (Bowen, 1988). O ciclo do oxigênio está fortemente relacionado ao ciclo da água. Os isótopos de oxigênio se combinam com os de hidrogênio (^1H e ^2H ou D) para formar a água, de modo que a molécula de água pode apresentar diferentes configurações isotópicas, cuja mais comum é $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$, sendo que a pressão de vapor é inversamente proporcional à massa das moléculas (Faure, 1986; Bowen, 1988).

O fracionamento isotópico do oxigênio decorre das diferenças de pressão de vapor das moléculas de água. Moléculas de água mais pesadas terão pressão de vapor menor e, conseqüentemente, o vapor d'água resultante da evaporação da água líquida é enriquecido nos isótopos mais leves (^{16}O e ^1H). A condensação do vapor d'água em nuvens, produzindo chuva, causa o enriquecimento da fase líquida nos isótopos mais pesados, uma vez que a molécula H_2^{18}O passa mais facilmente para a fase líquida devido à sua menor pressão de vapor (Bowen, 1988). Além disso, durante os períodos glaciais, quando a água enriquecida em ^{16}O forma gelo, a remoção preferencial do isótopo mais leve, torna a composição isotópica das águas mais enriquecida no isótopo mais pesado, ou seja, valores mais positivos de $\delta^{18}\text{O}$ (Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007) (Figura VIII).

O principal fracionamento do oxigênio ocorre durante a cristalização do carbonato e o $\delta^{18}\text{O}$ resultante do carbonato é fortemente dependente da temperatura bem como da composição isotópica do meio aquoso no qual a cristalização ocorreu. Se o carbonato é calcita, a temperatura de equilíbrio de cristalização (t) é relacionada como uma função do fracionamento $\delta_c = \delta^{18}\text{O}_{\text{calc}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{aq}}$, onde os padrões de referência são o PDB (PeeDee Belemnite) para calcita e SMOW (*Standard Mean Ocean Water*) para a água (Holser *et al.*, 1995).

Na equação (1), o valor de $\delta^{18}\text{O}_c$ do carbonato (PDB) é relacionado não apenas à temperatura mas também ao $\delta^{18}\text{O}_w$ (SMOW) da água. Por definição, a água do mar atual é $\delta^{18}\text{O}_w = 0\text{‰}$ (SMOW), mas na perspectiva geológica este valor tem sido temporariamente aumentado pela cristalização de uma fração apreciável da massa de água como gelo glacial que é muito leve em $\delta^{18}\text{O}$.

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = 16,0 - 4,14 \delta_c + 0,13 \delta_c^2 \quad (1) \quad \text{eq. (1)}$$

Conseqüentemente, para um mundo livre de capa de gelo (maior parte do Fanerozóico pré-Mioceno) a composição isotópica de oxigênio da água ($\delta^{18}\text{O}_w$) do oceano é mais leve, enquanto para um período glacial é mais pesado do que o do oceano atual, com variações entre glacial e interglacial de -1 a -2‰.

As variações na abundância relativa dos isótopos ^{16}O e ^{18}O nas carapaças carbonáticas de organismos, secretadas em equilíbrio isotópico com a água do mar, são função da temperatura e da composição isotópica da água do mar onde o organismo viveu. A aplicação do fracionamento dos isótopos estáveis de oxigênio ^{16}O e ^{18}O em organismos como um método de geotermometria foi pela primeira vez demonstrada por

Harold Urey em 1947 e, com o aperfeiçoamento da técnica, a medida da razão dos isótopos de oxigênio em testas de foraminíferos se tornou uma das técnicas mais utilizadas para a reconstrução de paleotemperaturas (Dwyer, 2000; Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007).

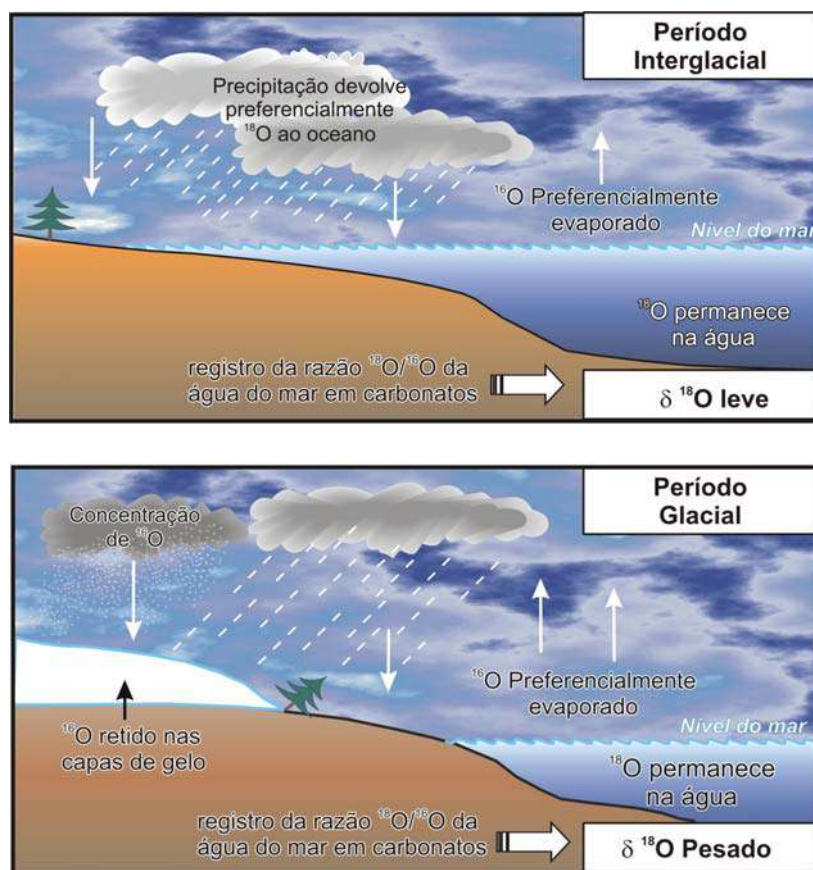


Figura VIII. Ciclo dos isótopos de oxigênio mostrando os efeitos da temperatura na composição isotópica dos oceanos.

Avanços técnicos na espectrometria de massa e a testemunhagem em águas profundas têm permitido a realização de análises isotópicas em testas de foraminíferos, as quais fornecem estimativas acuradas da paleotemperatura dos oceanos ao longo do tempo geológico, promovendo o aprimoramento da caracterização paleoclimática e a reconstrução da história dos oceanos (Wefer *et al.*, 1999).

Em termos de fatores que limitam a confiabilidade dos valores de paleotemperatura derivados da razão isotópica de oxigênio está o chamado efeito vital, que se constitui no desequilíbrio na precipitação do carbonato que compõe a carapaça de diferentes táxons sob influência de efeitos metabólicos dos organismos (Erez, 1978; Grossman, 1987). O efeito vital pode estar relacionado à atividade fotossintética de

simbiontes algálicos, os quais possuem taxas de calcificação mais altas, induzindo a um fracionamento cinético que causa depleção em ^{18}O (Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007).

Ao se utilizar razões isotópicas de oxigênio para a obtenção de dados de paleotemperatura deve-se levar em consideração a sazonalidade no crescimento da carapaça devido a mudanças de habitat dos organismos durante o seu ciclo de vida, a composição da água e a temperatura de calcificação (Grossman, 1987). Além desses fatores, a composição isotópica de oxigênio da água do mar também depende de fatores locais tais como salinidade, taxa de evaporação e precipitação, e de fatores globais como as mudanças no volume de gelo (Dwyer, 2000; Cléroux *et al.*, 2008). Segundo Schackleton (1987), as razões isotópicas de oxigênio fornecem uma estimativa do volume de gelo e, conseqüentemente, do componente glacio-eustático de variações do nível do mar.

5.1.2 - ISÓTOPOS DE CARBONO

O carbono se constitui na base da vida terrestre, sendo também um dos elementos mais abundantes do universo, ocorrendo tanto no manto quanto na crosta terrestre, além da hidrosfera, biosfera e atmosfera. O carbono ocorre na forma reduzida em compostos orgânicos e no carvão, em estado oxidado como dióxido de carbono, íons carbonato e bicarbonato em solução aquosa e como carbonatos inorgânicos, além de ser encontrado na forma nativa como grafite e diamante (Faure, 1986; Hoefs, 1987). Este elemento possui dois isótopos estáveis, ^{12}C , o mais comum e mais leve (98,89% de abundância relativa), ^{13}C , o mais raro e mais pesado (1,11%) (Hoefs, 1987).

A composição isotópica do carbono, expressa em termos da razão $\delta^{13}\text{C}$, tem como padrão de referência o CO_2 gasoso obtido extraído de belemnites da Formação PeeDee, Cretáceo da Carolina do Sul (Faure, 1986).

Os isótopos de carbono são fracionados por diversos processos naturais incluindo a fotossíntese e as reações de troca de isótopos entre compostos de carbono. A fotossíntese leva ao enriquecimento em ^{12}C uma vez que o processo de síntese do carbono orgânico utiliza preferencialmente o isótopo mais leve (Scholle & Arthur, 1980) (Figura IX). Por outro lado, as reações de troca de isótopos entre o CO_2 e o carbonato em solução aquosa tendem a enriquecer os carbonatos em ^{13}C (Faure, 1986).

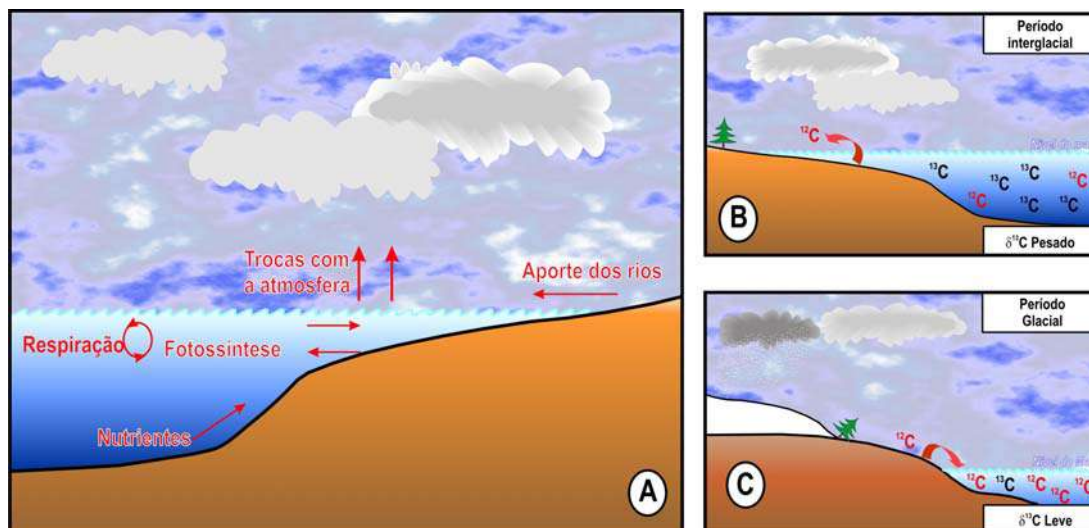


Figura IX – Ciclo dos isótopos do carbono. **A.** Principais fatores que afetam as razões isotópicas de carbono. **B.** composição de $\delta^{13}\text{C}$ em período interglacial. **C.** Composição isotópica em período glacial.

Mudanças na produtividade do fitoplâncton ou na oxidação bacteriana da matéria orgânica na coluna d'água irão afetar significativamente os valores da razão $\delta^{13}\text{C}$ da água dos oceanos (Mitchell *et al.*, 1996; Wefer *et al.*, 1999). A produtividade do fitoplâncton na água superficial é controlada pelos fluxos de entrada e de saída de nutrientes, os quais são adicionados através do aporte fluvial e da reciclagem de nutrientes em águas oceânicas profundas em zonas de ressurgência e através de processos de mistura do oceano (Wefer *et al.*, 1999). A remoção do isótopo leve do sistema se dá pelo soterramento ou oxidação da matéria orgânica (Scholle & Arthur, 1980). Assim, o decréscimo nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ indica uma redução na produtividade ou decréscimo da preservação da matéria orgânica.

Quedas do nível do mar levam à exposição das plataformas continentais, onde os solos se desenvolvem e retêm os nutrientes. Com uma subsequente subida do nível do mar, esses solos são retrabalhados, promovendo um aumento do fluxo de nutrientes para as águas superficiais marinhas. O intemperismo químico e o fluxo de íons dissolvidos nos rios são assumidos como uma função linear da área continental exposta. Assim, quedas do nível do mar são relacionadas a quedas nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, refletindo o aumento da erosão da matéria orgânica estocada nas plataformas continentais (Hodell *et al.*, 1989).

A composição de ^{13}C da água do mar varia em períodos glaciais e interglaciais, refletindo mudanças na circulação de águas profundas e no reservatório global de

carbono uma vez que a composição das comunidades produtoras primárias e secundárias é afetada (Figura IX) (Grossman, 1984; Mitchell *et al.*, 1996).

Segundo Bijma *et al.* (1999), a principal dificuldade na interpretação do registro de $\delta^{13}\text{C}$ está associada ao efeito vital uma vez que muitas espécies precipitam suas testas em desequilíbrio com o ΣCO_2 . Em geral, o efeito vital tem maior influência na composição isotópica de carbono do que na de oxigênio, considerando-se que uma das principais causas do desequilíbrio isotópico é a re-incorporação de CO_2 metabólico, isotopicamente mais leve (Erez, 1978; Grossman, 1987).

5.2 – A RAZÃO ISOTÓPICA DE ESTRÔNCIO

O estrôncio é um elemento químico do grupo dos metais alcalinos terrosos, que substitui o cálcio em alguns minerais como a apatita e o carbonato de cálcio (Faure, 1986). Este elemento apresenta quatro isótopos estáveis, ^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{87}Sr e ^{88}Sr , dos quais o mais abundante é o ^{88}Sr representando 82,53%, e o menos abundante é o ^{84}Sr , totalizando apenas 0,56% do total de átomos de estrôncio. O ^{87}Sr é radiogênico e tem origem no decaimento radioativo do ^{87}Rb pela emissão de uma partícula β .

Variações na razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da água dos oceanos têm sido utilizadas na correlação e datação relativa de sucessões sedimentares marinhas, na elucidação dos ciclos geoquímicos do Sr e no entendimento de processos tais como o intemperismo continental e a circulação hidrotermal nas cadeias mesoceânicas (Farrel *et al.*, 1995). Como os ciclos geoquímicos dos elementos estão interligados, a direção, a magnitude e a duração de mudanças geoquímicas interrelacionadas podem ser utilizadas para auxiliar nas interpretações das causas de variações na razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Os principais fatores que determinam a concentração de estrôncio nos oceanos são o fluxo dos rios, especialmente aqueles que erodem rochas ígneas ou metamórficas com alta razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e a troca de estrôncio com basaltos jovens nas cadeias mesoceânicas, os quais apresentam baixa razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura X) (Holser *et al.*, 1995). O estrôncio é retirado da água dos oceanos através da precipitação de carbonatos e fosfatos e, como não há fracionamento durante a cristalização, estes minerais representam amostras diretas da composição isotópica da água do mar (Holser *et al.*, 1995).

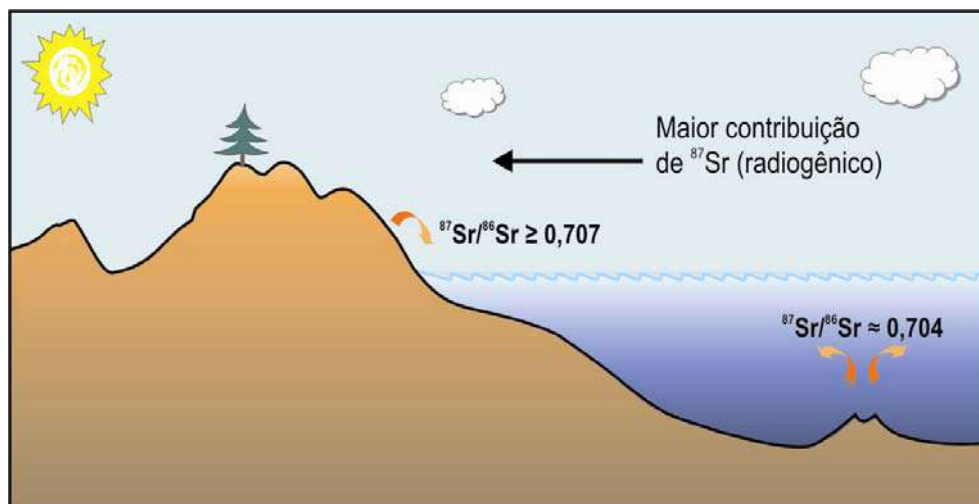


Figura X - Fontes de isótopos de estrôncio para os oceanos.

Variações na razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ podem ser utilizadas para a obtenção de idades numéricas de carbonatos marinhos (Faure & Mensing, 2005). Esta técnica promove um meio de correlação para sedimentos marinhos em períodos de altas taxas de variação da composição isotópica de estrôncio dos oceanos (Oslick *et al.*, 1994). As idades baseadas nas razões isotópicas de estrôncio são calculadas a partir de equações que representam aproximações lineares válidas para faixas de idade pré-determinadas. Para a obtenção de idades numéricas para os carbonatos marinhos do Cenozóico é construída uma curva-padrão da razão isotópica de estrôncio como aquela apresentada por Koepnick *et al.* (1985). No presente trabalho, a curva-padrão utilizada derivou de dados compilados por Veizer *et al.* (1999) (Anexo C).

Os principais materiais utilizados na estratigrafia de isótopos de estrôncio são carapaças de belemnites, conodontes e testas de foraminíferos planctônicos, sendo estes últimos os mais amplamente empregados devido à sua abundância e alto grau de confiabilidade quanto à preservação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Embora de reconhecida eficácia, a aplicação do método de datação através da razão isotópica de estrôncio apresenta limitações, dentre as quais a seleção de materiais não alterados por efeitos diagenéticos para a realização das análises. A recristalização pode alterar tanto a concentração quanto a composição isotópica originais de estrôncio em calcita magnesiana e aragonita (Holser *et al.*, 1995).

5.3 – A RAZÃO Sr/Ca

As principais fontes de estrôncio e de cálcio para os oceanos são os rios, principalmente através do transporte dos produtos do intemperismo de carbonatos. Como fonte secundária aparecem os processos hidrotermais os quais suprem o cálcio nas mesmas proporções que os rios, entretanto, a quantidade de estrôncio adicionada através desse processo é ínfima (Graham *et al.*, 1982).

As concentrações de elementos menores e elementos-traço em testas de foraminíferos têm sido utilizadas para determinar a variabilidade da composição química das águas oceânicas em escalas de tempo de décadas a milhões de anos (Boyle, 1995). Nos foraminíferos bentônicos, a concentração de elementos raros parece estar relacionada ao fluxo de carbono orgânico, uma vez que a mesma aumenta de forma abrupta na interface água-sedimento, provavelmente devido à remineralização do carbono orgânico que resistiu ao processo de degradação na coluna d'água, exibindo notável diferença nos táxons componentes da infauna e da epifauna (Haley *et al.*, 2005). A aplicação da análise de elementos-traço tem sido abordada em numerosas publicações visando detectar alterações diagenéticas em testas de foraminíferos. Os elementos Mg, Sr, Fe e Mn são comumente utilizados para estabelecer tendências de alteração em suítes de amostras (McArthur, 1994).

A razão Sr/Ca da água do mar depende do aporte desses elementos principalmente através dos rios, que transportam os íons disponibilizados pelo intemperismo de carbonatos. A recristalização causa decréscimo da razão Sr/Ca devido a uma questão de cinética. O crescimento dos cristais de calcita se processa mais lentamente durante a recristalização do que durante a precipitação biogênica e, em taxas de precipitação mais baixas a incorporação do estrôncio é menor, promovendo a formação de calcita com razões Sr/Ca mais baixas.

Valores de Sr/Ca obtidos de testas de foraminíferos recentes a eocênicos (Hampt & Delaney, 1997; Lea *et al.*, 1999; Lear *et al.*, 2003; Hall & Chang, 2004) variaram entre $0,71 \text{ mmol mol}^{-1}$ to $2,83 \text{ mmol mol}^{-1}$. Segundo Graham *et al.* (1982), razões Sr/Ca menores do que aquelas de amostras contemporâneas associadas a razões $\delta^{18}\text{O}$ anormalmente baixas são indicativos de recristalização.

5.4 – PROCESSOS PÓS-DEPOSICIONAIS X COMPOSIÇÃO QUÍMICA: EFEITOS E DETECÇÃO

As alterações pós-deposicionais se constituem em um problema na avaliação das razões de isótopos estáveis, uma vez que a precipitação de fases secundárias de aragonita ou de calcita altera a composição isotópica dos carbonatos marinhos, levando a interpretações errôneas. A qualidade do registro das razões de isótopos estáveis pode ser intensamente afetada por mudanças diagenéticas, especialmente em se tratando da dissolução parcial, precipitação de cristais de calcita inorgânica, recristalização e mudanças na composição de elementos-traço tais como ganho em urânio e perda em estrôncio e magnésio (Faure, 1986; Wefer *et al.*, 1999).

De acordo com Holser *et al.* (1995), na maioria dos casos de recristalização o conteúdo da calcita irá apresentar aumento de Mn e Fe e decréscimo de Sr e Na. Em carbonatos biogênicos a concentração de Mn ou Fe maior do que 100µg/g se constitui em um indicador das alterações ocorridas sob condições sub-óxicas ou anóxicas.

A dissolução se constitui em um dos principais processos pós-deposicionais que afetam os foraminíferos de parede calcária, já que a sua preservação é afetada pela solubilidade do carbonato de cálcio, a qual depende de vários fatores dentre os quais a saturação do íon CO_3^{2-} , temperatura, concentração de CO_2 e pressão hidrostática (Molina, 2004). Em geral, a dissolução tem caráter seletivo, afetando alguns táxons e não outros (Stainforth *et al.*, 1975; Arenillas, 2004). A ordem de dissolução dos foraminíferos planctônicos está diretamente relacionada ao habitat original das espécies. As espécies que habitam as águas mais quentes, e possivelmente aquelas que vivem nas águas superficiais, se dissolvem primeiro, enquanto as que habitam águas mais frias e profundas são mais resistentes (Spezzaferri, 1995). Além disso, os foraminíferos de parede aragonítica são mais susceptíveis à dissolução, a não ser que tenham sofrido neomorfismo para calcita, que é mais estável (Molina, 2004).

Tanto o crescimento de calcita secundária quanto a dissolução das testas de foraminíferos durante o soterramento atuam para tornar a razão isotópica de oxigênio mais pesada e, conseqüentemente, as temperaturas estimadas mais baixas (Savin & Douglas, 1973; Killingley, 1983; Williams *et al.*, 2005).

Segundo Shieh *et al.* (2002), as alterações pós-deposicionais são mais acentuadas nos sedimentos marinhos que foram soterrados a grandes profundidades. O soterramento profundo, (a profundidades maiores do que 400m), com recristalização na

água de poros, que tem baixa razão $\delta^{18}\text{O}$, irá resultar num efeito oposto, com elevação nas temperaturas estimadas (Corfield, 1995; Pearson *et al.*, 2001).

Tendo em vista os fatores supracitados, é de suma importância a realização de testes para avaliar a preservação das amostras e evitar materiais com baixo potencial de preservação como, por exemplo, conchas de aragonita. Critérios mineralógicos e químicos são úteis para se evitar a utilização de materiais alterados, entretanto é difícil garantir que a composição isotópica das carapaças permanece inalterada mesmo em fósseis aparentemente conservados.

A microscopia eletrônica de varredura se mostrou um excelente método para avaliar a alteração em materiais que apresentam uma estrutura sistemática, tais como os carbonatos biogênicos, nos quais se presume que a boa preservação da morfologia ultraestrutural comprova a integridade da amostra (McArthur, 1994). Com o aumento da utilização deste método a partir da década de 1960, houve um rápido progresso no conhecimento da ultraestrutura da superfície das testas de foraminíferos (Kennett & Srinivasan, 1983). Assim, a os caracteres ultraestruturais passaram a figurar entre as principais características utilizadas na classificação dos foraminíferos. Dentre os principais caracteres da ultraestrutura estão presença ou ausência de bases de espinhos, pústulas, *pore mounds*, costelas e o diâmetro dos poros, além de padrões ultraestruturais distintivos, por exemplo, vermicular, reticulado, faveolado, liso (Premoli-Silva & Verga (2004).

A utilização de elementos-traço tais como Mg, Fe, Mn e Na e análise das razões isotópicas de carbono e oxigênio tem sido comprovadamente eficiente para a avaliação dos efeitos dos processos de alteração diagenética (Carpenter *et al.*, 1991; Denison *et al.*, 1994; Veizer *et al.*, 1997; Reinhardt *et al.*, 2000; Shieh *et al.*, 2002). A concentração de determinados elementos aumenta (Fe, Mn ou Sr/Sr) ou diminui (Sr ou Mg) com o aumento da alteração, o que pode ser correlacionado com os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ que tendem a sofrer modificações sistemáticas com o aumento da diagênese (Marshall, 1992).

6 - EVENTOS GEOLÓGICOS/OCEANOGRÁFICOS DO TERCIÁRIO

As grandes alterações climáticas ocorridas no Cenozóico tiveram relação direta ou indireta com eventos tectônicos e mudanças na circulação oceânica (Rea *et al.*, 1990; Sloan & Barron, 1992; Zachos *et al.*, 1993). O rearranjo dos continentes e, como resultado, formação e destruição de passagens oceânicas, como a abertura das passagens da Tasmânia-Antártica e de Drake e o fechamento do Istmo do Panamá, alterou profundamente os padrões de circulação. A figura XI mostra os principais eventos climáticos no Cenozóico.

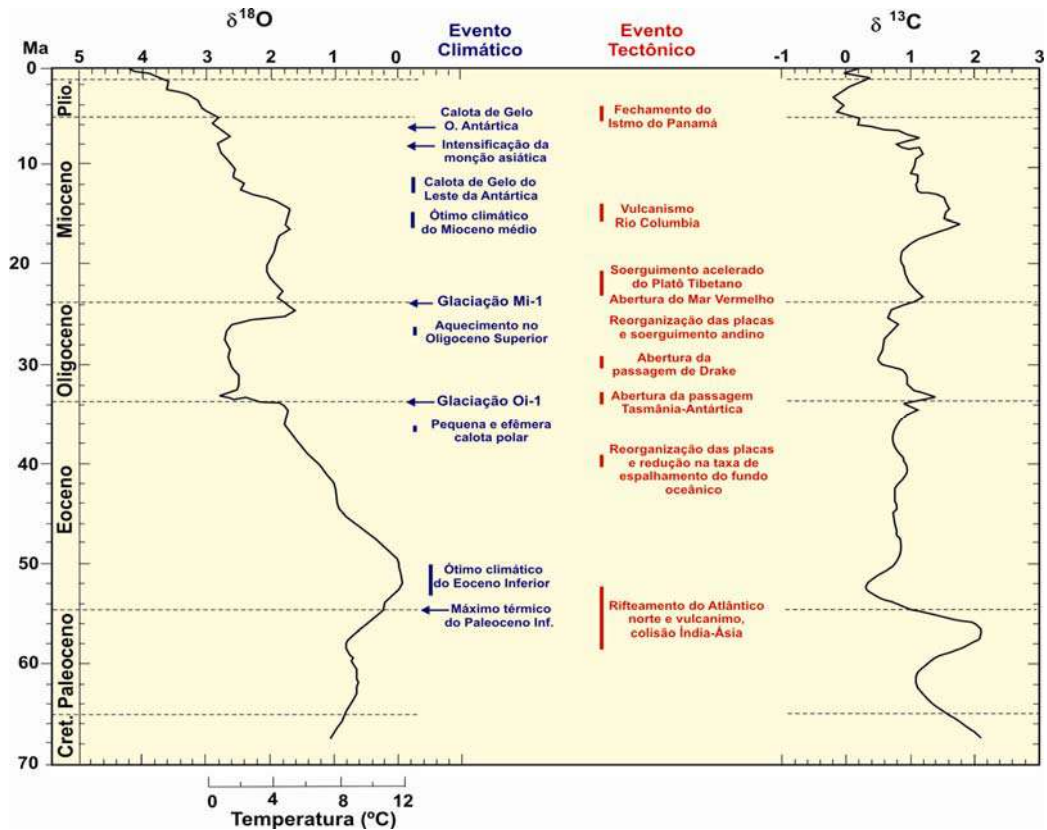


Figura XI - Curvas globais de isótopos de oxigênio e carbono e os principais eventos climáticos e tectônicos do Cenozóico (modificado de Zachos *et al.*, 2001).

6.1 - A ABERTURA DA PASSAGEM DE DRAKE

A circulação das águas superficiais do Atlântico Sul se constitui em um grande giro subtropical anticiclônico composto pela Corrente Sul-equatorial, a Corrente do Brasil, a Corrente Circumpolar Antártica e a Corrente de Benguela (Figura XII) (Hodell & Kennett, 1985). A separação entre a Antártica e a Patagônia e o estabelecimento de uma conexão marinha entre a Austrália e a Antártica levaram ao desenvolvimento da

corrente Circumpolar Antártica e seu ramo norte, a Corrente das Malvinas (Wood *et al.*, 1999).

A Corrente Circumpolar Antártica se constitui em um dos principais fatores que governam a circulação oceânica global (Berggren & Hollister, 1977). Atualmente esta é a corrente mais volumosa do planeta, a qual transporta um volume de águas oceânicas de cerca de 200 milhões m^3/s e tem um papel fundamental no controle global do clima (Kennett, 1980; Maceñido & Griffin, 1988).

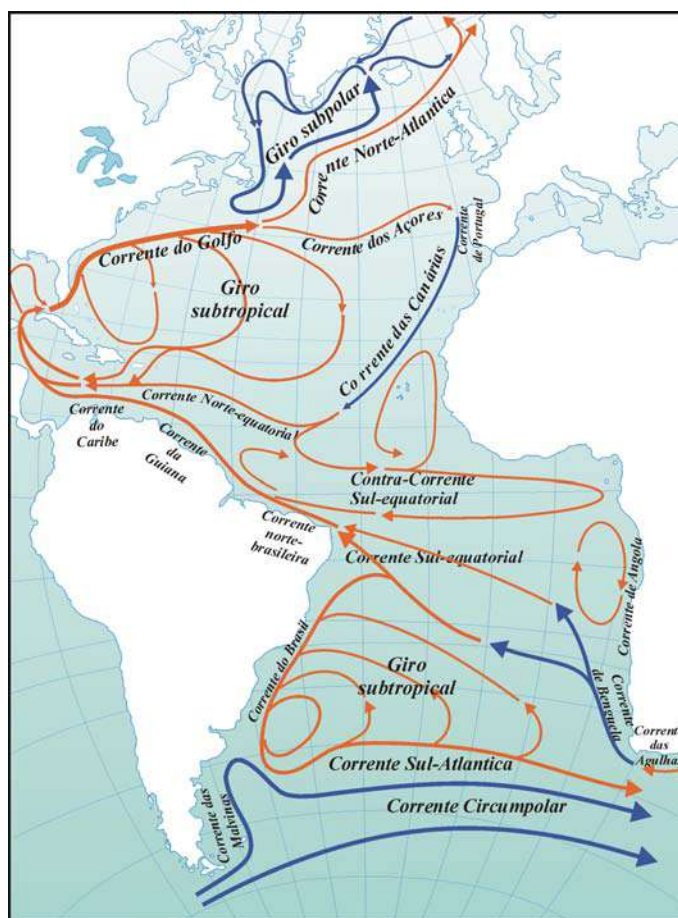


Figura XII- Panorama atual da circulação oceânica superficial (modificado de IBFN, 2005).

Os padrões de circulação no Atlântico Sul foram dramaticamente modificados durante o Cenozóico, tendo a abertura da Passagem de Drake e, conseqüentemente, o desenvolvimento da Corrente Circumpolar Antártica, se constituindo num ponto de inflexão no sistema paleocirculatório da região (Martínez & Del Rio, 2002). A abertura da Passagem de Drake tem sido reconhecida como o gatilho que levou a um resfriamento abrupto (evento Oi₁) devido à formação da Corrente Circumpolar

Antártica. Berggren & Hollister (1977) inferiram que a Passagem de Drake teria se formado no neoeoceno (entre 41 e 36 Ma), mas que o sistema de circulação circum-antártico teria se estabelecido mais tarde, no eoligoceno (aproximadamente 30 Ma).

A época em que este evento teria ocorrido é difícil de precisar, e até então permanece controversa. Diversas estimativas de idades têm sido propostas para a abertura da Passagem de Drake, variando do mesoeoceno (~ 49 Ma) ao eomioceno (~ 17 Ma) (Scher & Martin, 2006). As estimativas da idade da abertura da Passagem de Drake são variáveis devido à complexidade do evento, o qual envolveu a movimentação de vários fragmentos micro-continentais (Lawver & Gahagan, 2003). De acordo com Latimer & Filippeli (2002), esse evento teria sido caracterizado por uma série de “falsos inícios” e conexões rasas entre o Atlântico e o Pacífico até a sua consolidação. Alguns autores se referem a pulsos de abertura que permitiram primeiro a conexão entre as águas rasas e, posteriormente a circulação circum-Antártica de águas profundas.

O primeiro pulso de abertura da Passagem de Drake teve início no Oligoceno e levou ao estabelecimento de uma conexão de águas rasas, mas uma barreira que impedia a circulação de águas profundas corrente teria permanecido até aproximadamente $23,5 \pm 2,5$ Ma (Barker & Barrell, 1977).

Keller & Barron (1983) estimaram que a abertura da Passagem de Drake teria ocorrido entre o neoligoceno e o eomioceno (25-20 Ma), com base na idade de um amplo hiato erosivo (23-22,5 Ma) que indica a existência de uma circulação circum-equatorial profunda. Evidências sedimentológicas apontam para o estabelecimento da Corrente Circumpolar Antártica entre o neoligoceno e o eomioceno (Pfuhl & McCave, 2005; Lyle *et al.*, 2007).

Latimer & Filippeli (2002), com base em evidências geoquímicas, inferiram que a Passagem de Drake estaria aberta para a circulação de águas intermediárias e profundas a partir do eoligoceno (~32,8 Ma), enquanto Lawver & Gahagan (2003), com base em anomalias magnéticas, padrões estruturais e dados altimétricos estimaram que a circulação de águas profundas através da Passagem de Drake já seria possível a aproximadamente 31 ± 2 Ma.

A Figura XIII mostra um panorama da circulação na região Antártica a 30 Ma segundo Lawver & Gahagan (2003), quando fragmentos continentais ainda poderiam estar impedindo a circulação de águas profundas através da Passagem de Drake.

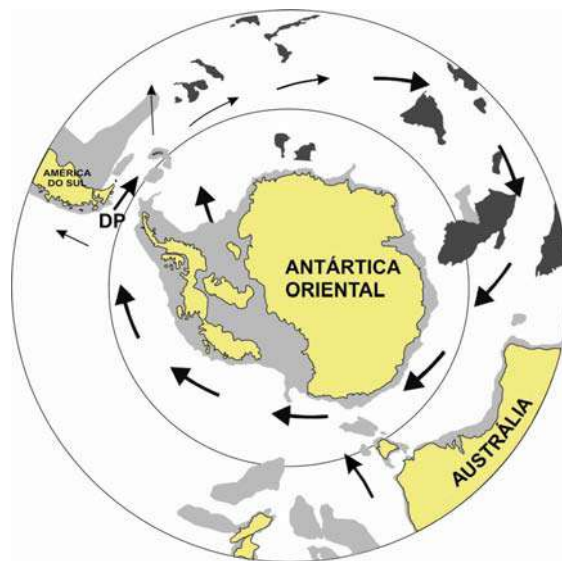


Figura XIII - Modelo de circulação da região Antártica a 30 Ma (Oligoceno) e localização da Passagem de Drake (DP). As plataformas continentais estão representadas em cinza claro (Modificado de Lawver & Gahagan, 2003).

Com base em razões isotópicas de neodímio, Scher & Martin (2006) sugeriram que a Passagem de Drake se formou antes da Passagem Tasmaniana, o que implica no estabelecimento da Corrente Circumpolar Antártica já no neoeoceno.

6.2 - EVENTOS TERMAIS

O resfriamento gradual das águas superficiais do Atlântico Sudoeste ocorreu durante o Paleogeno, à medida que o espalhamento do fundo oceânico produzia o isolamento geográfico e térmico da Antártica (Johnson, 1985). O Evento Máximo Termal do Paleoceno (*Paleocene Thermal Maximum Event*, PETM) ocorreu por volta de 53 e 51 Ma (Zachos *et al.*, 2008). O eopaleogeno (Paleoceno - mesoeceno) é considerado uma fase de transição entre a circulação oceânica, predominantemente termosférica, e a circulação termohalina, que evoluiu a partir do mesoeceno e predomina nos oceanos atuais (Zachos *et al.*, 2001).

Uma tendência de aquecimento gradual ocorreu do mesopaleoceno (39 Ma) ao eoceno (52 Ma), tendo alcançado o ápice no ótimo climático do Eoceno (*Early Eocene Climatic Optimum*, EECO) entre 52 e 50 Ma (Zachos *et al.*, 2001).

O registro da razão isotópica de oxigênio em foraminíferos bentônicos indica um resfriamento durante o Eoceno (50 – 34 Ma), seguida por um período frio até aproximadamente 26 Ma (Livemore, 2005). Um abrupto aumento dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ no

limite Eoceno-Oligoceno caracteriza o evento e o início da formação da capa de gelo permanente no leste da Antártica (Miller *et al.*, 1991; Shevenell & Kennett, 2007).

No eoligoceno, com o resfriamento e a rápida expansão da camada de gelo continental da Antártica, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ permaneceram relativamente altos ($>2,5\text{‰}$), indicando uma capa de gelo permanente que se manteve até o neoligoceno (26 – 27 Ma), quando um aquecimento reduziu a extensão da capa de gelo na Antártica.

Assembléias de foraminíferos planctônicos do Atlântico Sul indicam um resfriamento no mesomioceno (Wei & Kennett, 1986; Flower & Kennett, 1994) e no neomioceno (Boltovskoy, 1979, 1980). Segundo Wood *et al.* (1999), estes eventos podem estar relacionados a grandes mudanças na circulação das águas oceânicas profundas relacionadas ao gradual desenvolvimento da Corrente Circumpolar Antártica. Desta época até o mesomioceno, o volume global de gelo permaneceu baixo e a temperatura das águas de fundo um pouco mais altas exceto por breves períodos de glaciação, os eventos Mi. Esta fase teve seu ápice com o ótimo climático da porção final do mesomioceno (15 – 17 Ma).

Após o ótimo climático no meso- eomioceno, houve um período de gradual resfriamento relacionado ao reestabelecimento da capa de gelo da Antártica (Zachos *et al.*, 2001). Um evento de resfriamento foi identificado por volta de 10 Ma (Kennett, 1985; Miller *et al.*, 1987). Este evento coincide com um episódio de acentuada queda do nível do mar registrado na curva de Haq *et al.* (1988).

O intervalo entre o neomioceno e o eoplioceno foi marcado pelo resfriamento e expansão das geleiras na Antártica (Zachos *et al.*, 2001; Billups, 2002; Ravelo *et al.*, 2004). O resfriamento global que teve lugar após um breve período de aquecimento no eoplioceno foi causado por uma combinação de fatores, dentre os causas tectônicas, alterações na concentração de gases na atmosférica e a reorganização da circulação oceânica (Ravelo *et al.*, 2004), representando uma mudança climática gradual, que representa “deterioração” climática progressiva (Loubere, 1988).

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aboarrage, A. M. & Lopes, R. C. 1986. Projeto A Borda Leste da Bacia do Paraná: integração geológica e avaliação econômica. DNPM/CPRM, Porto Alegre, 18v. Inédito.
- Anjos, G.S. & Carreño, A.L. 2004. Bioestratigrafia (Foraminiferida) da sondagem 1-SCS-3B, Plataforma de Florianópolis, Bacia de Pelotas, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **7**(2):127-138.
- Arenillas, I. 2004. Bioestratigrafía: Limitaciones y ventajas de los microfósiles. In: Molina, E. (ed.), *Micropaleontología*. Zaragoza, Prensas Universitarias de Zaragoza, p. 571-590.
- 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, p. 245-252.
- Barker, P.F. & Barrell, J. 1977. The opening of the Drake Passage. *Marine Geology*, **25**:15-34.
- Berggren, W.A. & Hollister, C.D. 1977. Plate tectonics and paleocirculation: Comotion in the ocean. *Tectonophysics*, **38**(1-2):11-48.
- Bijma, J.; Spero, H.J. & Lea, D.W. 1999. Reassessing foraminiferal stable isotope geochemistry: impact of the oceanic carbonate system (experimental results). In: Fischer, G. & Wefer, G. (eds.), *Use of proxies in paleoceanography: examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag, p. 489-512.
- Billups, K. 2002. Late Miocene through early Pliocene deep water circulation and climate change viewed from the subantarctic Southern Ocean, *Palaeoecology, Palaeogeography, Palaeoclimatology* **185**:287-307.
- Boltovskoy, E. 1965. *Los Foraminíferos Recientes*. Eudeba, Buenos Aires. 510p.
- Boltovskoy, E. 1973. Estudio de testigos submarinos del Atlántico Sudoccidental. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia (Geología)*, **7**(4): 340 p.
- Boltovskoy, E. 1979. Paleocianografía del Atlántico Sudoccidental desde el Mioceno, según estudio foraminiferológicos. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina*, **16**(34):357-389.
- Boltovskoy, E. 1980. The Age of Drake Passage. *Alcheringa*, **4**:289-297.
- Boltovskoy, E.; Thiessen, Z. V. & Madeira-Falcetta, M. 1983. Foraminíferos de cuatro perforaciones de la Planície Costera de Rio Grande do Sul (Brasil). *Pesquisas*, **15**: 127-149.
- Bowen, R. 1988. *Isotopes in the Earth Sciences*. Elsevier, Cambridge, 647p.

- Boyle, E.A. 1995. Limits on benthic foraminiferal chemical analysis as precise measures of environment properties. *Journal of Foraminiferal Research*, **25**(1):4-13.
- Bueno, G.V.; Zacharias, A.A.; Oeiro, S.G.; Cupertino, J.A.; Falkenhein, F.U.H. & Martins Neto, M.A. 2007. Bacia de Pelotas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2):551-559.
- Butler, L.W. 1970. Shallow structure of continental margin, southern Brazil and Uruguay. *Geological Society of America Bulletin*, **81**:1079-1096.
- Carpenter, S.J.; Lohmann, K.C.; Holden, P.; Walter, L.M. & Huston, T.J. 1991. $\delta^{18}\text{O}$ values, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and Sr/Mg ratios of Late Devonian abiotic marine calcite: implications for the composition of ancient seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**: 1991–2010
- Carvalho, M. A.; Mendonça Filho, J.G. & Menezes, T. R. 2006. Palinofacies and sequence stratigraphy of the Aptian–Albian of the Sergipe Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, **192**: 57-74.
- Chang, H.K.; Kowsmann, R.O.; Figueiredo, A.M.F.; Bender, A.A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System: An overview. *Tectonophysics*, **213**:97-138.
- Chemale Jr.; Costa, K. B.; Soliani Jr., E.; Kawashita, K.; Castro, G.; Rodrigues, R.; Azevedo, R. L.; Johnson, C. & Lauca, E. 2002. *Estratigrafia química do Cenozóico da margem continental brasileira*. Relatório 01/LGI-UFRGS, 41p. Inédito.
- Cléroux, C.; Cortijo, E.; Anand, P.; Laberyrie, L.; Bassinot, F.; Callion, N. & Duplessy, J.-C. 2008. Mg/Ca and Sr/Ca ratios in planktonic foraminifera proxies for upper water column. *Paleoceanography*, **23**, PA3124.
- Closs, D. 1967. Miocene planktonic foraminifera from southern Brazil. *Micropaleontology*, **13**(3):337-344.
- Closs D. 1970. Estratigrafia da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul. *Iheringia* (Série Geologia), **3**:3-37.
- Conceição, J.C.J; Zalán, P.V. & Wolff, S. 1988. Mecanismo, evolução e cronologia do rift Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **2** (2-4): 255-265.
- Corfield, R. M. 1995. An introduction to the techniques, limitations and landmarks of carbonate oxygen isotope palaeothermometry. In: Bosence, D.W. & Allison, P.A. (eds.), *Marine Palaeoenvironmental Analysis from Fossils*. *Geological Society of London Special Publication*, **83**:27-42.
- Cunha Lopes, R.; Schobbenhaus, C.; Mendía, J.E. & Spoturno, J.J. 2008. Integração geológica no Mercosul, folha SH.21 – Monte Caseros/Uruguaiana/Arapey. CPRM, Mapa geológico.

- Davison, I. 1999. Tectonics and hydrocarbon distribution along the Brazilian South Atlantic margin. In: Cameron, N.R.; Bate, R.H. & V.S. Clure, V.S. (eds.), *The oil and gas habitats of the South Atlantic. Geological Society of London Special Publication* **153**:133-151.
- Deckelman, A.; Lou, S.; D'onfro, P.S. & Lahann, R.W. 2006. Quantitative assessment of regional siliciclastic top-seal potential: A new application of proven technology in the Pelotas basin, offshore Brazil. *Journal of Petroleum Geology*, **29**(1):83-96.
- Denison, R.E.; Koepnick, R.B.; Fletcher, A.; Howell, M.W. & Callaway, W.S. 1994. Criteria for the retention of original seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in ancient shelf limestones. *Chemical Geology*, **112**: 131–143
- Dias, J.L.; Silveira, D.P.; Sad, A.R.E. & Latgé, M.A.L. 1994. Bacia de Pelotas: Estágio atual do conhecimento geológico. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**(1): 235-245.
- Dwyer, G.S. 2000. Unravelling the signal of global climate change. *Science*, **287**: 246-247.
- Ellis, B.F. & Messina, A. R. 1995 *et sequences*. Catalogue of foraminifera. Micropaleontology Press, American Museum of Natural History. 4 CD ROM's + suplementos.
- Erez J. 1978. Vital effect on stable-isotope composition seen in foraminifera and coral skeletons. *Nature*, **273**: 199-202.
- Evitt, W.R. 1985. Sporopollenin dinoflagellates cysts: Their morphology and interpretation. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 333p.
- Farrel, J.W.; Clemens, S.C. & Gromet, L.P. 1995. Improved chronostratigraphic reference curve of late Neogene $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. *Geology*, **23**(5):403-406.
- Faure, G. & Mensing, T. M. 2005. *Isotopes – Principles and applications*. John Willey, 2nd ed., New York. 897p.
- Faure, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. John Willey, 2nd ed., New York. 589p.
- Fensome, R.A.; Riding, J.B. & Taylor, F.J.R. 1996. Dinoflagelates. In: Jansonius, J. & Macgregor, D.C. (eds.), *Palynology: principles and applications*, vol.1, p. 107-169.
- Flower, B. P. & Kennett, J. P. 1994. The middle Miocene climatic transition: East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **108**: 537–555.
- Fontana, R.L. 1987. *Desenvolvimento termomecânico da Bacia de Pelotas e parte sul da Plataforma de Florianópolis*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 128 p.

- Fontana, R.L. 1989. Evidências geofísicas da presença de hidratos de gás na bacia de Pelotas, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA, 1, 1988. Rio de Janeiro, *Revista Brasileira de Geofísica*, **7**(1): 93.
- Fontana, R.L. 1990. Investigações geofísicas preliminares sobre o Cone do Rio Grande, Bacia de Pelotas, Brasil. *Acta Geológica Leopoldensia*, **13**(6): 161-170.
- Fontana, R.L. 1996. *Geotectônica e sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis*. Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado. 214 p.
- Gomide J. 1989. Bacia de Pelotas - Biocronoestratigrafia baseada em nanofósseis calcários. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 11, *Anais*, p. 338-351.
- Gonçalves, A.; Oliveira, M.A.M. & Mota, S.O.M. 1979. Geologia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis. *Boletim Técnico da Petrobras*, **22**(3):155-226.
- Graham, D. W.; Bender, M. L.; Williams, D. F. & Keigwin, L.D. 1982. Strontium-calcium ratios in Cenozoic planktonic foraminifera. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**: 1281-1292.
- Grossman, E.L. 1984. Carbon isotopic fractionation in live benthic foraminifera – comparison with inorganic precipitation studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**: 1505-1512.
- Grossman, E.L. 1987. Stable isotope in modern benthic foraminifera: A study of vital effect. *Journal of Foraminiferal Research*, **17**(1):48-61.
- Haley, B.A.; Klinkhammer, G.P. & Mix, A.L.C. 2005. Revisiting the rare earth elements in foraminiferal tests. *Earth and Planetary Science Letters*, **239**:79-97.
- Hall, J. M.; Chang L.-H. 2004. Li/Ca in multiple species of benthic and planktonic foraminifera: thermocline, latitudinal, and glacial-interglacial variation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**(3), 529-545.
- Hampt, G. & Delaney, M.L. 1997 Influences on calcite Sr/Ca records from Ceara Rise and other regions: distinguishing ocean history and calcite recrystallization. In: Shackleton, N.J.; Curry, W.B.; Richter, C.; Bralower, T.J. (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Project Science Results*, **154**: 491–500.
- Haq, B.U.; Hardenbol, J. & Vail, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, **42**: 71-108.
- Hemleben, C.; Spindler, M. & Anderson, O. R. 1989. *Modern planktonic foraminifera*. Springer-Verlag, New York. 363p.
- Heusser, L.E. 1978. Spores and pollen in the marine realm. In: Haq, B. & Boersma, A. (eds.), *Introduction to marine micropaleontology*. Elsevier, New York, p. 327-340.

- Hodell, D.A. & Kennett, J.P. 1985. Miocene paleoceanography of the South Atlantic Ocean at 22, 16 and 8 Ma. In: J.P. Kennett. (ed.). 1985. *The Miocene ocean: Paleoceanography and biogeography*. *Geological Society of America Memoir*, **163**: 317-337.
- Hodell, D.A.; Mueller, P.A.; McKenzie, J.A. & Mead, G.A. 1989. Strontium isotope stratigraphy and geochemistry of the late Neogene Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, **92**:165-178.
- Hoefs, J. 1987. *Stable isotope geochemistry*. Springer, 3rd ed., 241p.
- Holser, W.T.; Magaritz, M. & Ripperdan, R.L. 1995. Global isotopic events. In: Walliser, O.H. (ed.). 1995. *Global events and event stratigraphy*.
- IBFN (International Big Fish Network). 2005. Surface currents of the Atlantic Ocean. www.bigmarinefish.com/map_currents_atlantic.jpg.
- Jansonius, J. & Macgregor, D. C. 1996. *Palynology: principles and applications*, vol. 1, p. 337-354.
- Johnson, D.A. 1985. Abyssal teleconnections II. Initiation of Antarctic Bottom Water Flow in the Southwestern Atlantic. In: Hsü, K. & Weissert, H.J. (eds.), *South Atlantic Paleoceanography*, Cambridge University Press, p. 244-281.
- Keller, G. & Barron, J.A. 1983. Paleoceanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses. *Geological Society of America Bulletin*, **94**:590-613.
- Kennett, J.P. 1980. Paleoceanographic and biogeographic evolution of southern ocean during the Cenozoic and Cenozoic microfossils datums. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, **31**:123-152.
- Kennett, J.P. & Srinivasan, S. 1983. *Neogene planktonic foraminifera*. Stroudsburg, Hutchinson Ross Publishing Company, 265 p.
- Killingley, J.S. 1983. Effects of diagenetic recrystallization on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ values of deep-sea sediments. *Nature*, **301**: 594-597.
- Koutsoukos E.A.M. 1982. Geohistória e paleoecologia das bacias marginais de Florianópolis e Santos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, *Anais*, p. 2369-2382.
- Kowsmann, R.O.; Francisconi, O.; Leyden, R. 1974. Refração sísmica marinha nas bacias de Pelotas, Santos Sul e na Plataforma de Torres. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, *Anais*, v. 3, p. 283-295.
- Killingley, J.S. 1983. Effects of diagenetic recrystallization on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ values of deep-sea sediments. *Nature*, **301**: 594-597.
- Koepnick R.B.; Burke W.H.; Denison R.E.; Hetherington, E.A.; Nelson H.F.; Otto J.B. & Waite L.E. 1985. Construction of the seawater $[87]\text{Sr}/[86]\text{Sr}$ curve for the Cenozoic and Cretaceous: Supporting data. *Chemical Geology*, **58**(1-2):55-81.

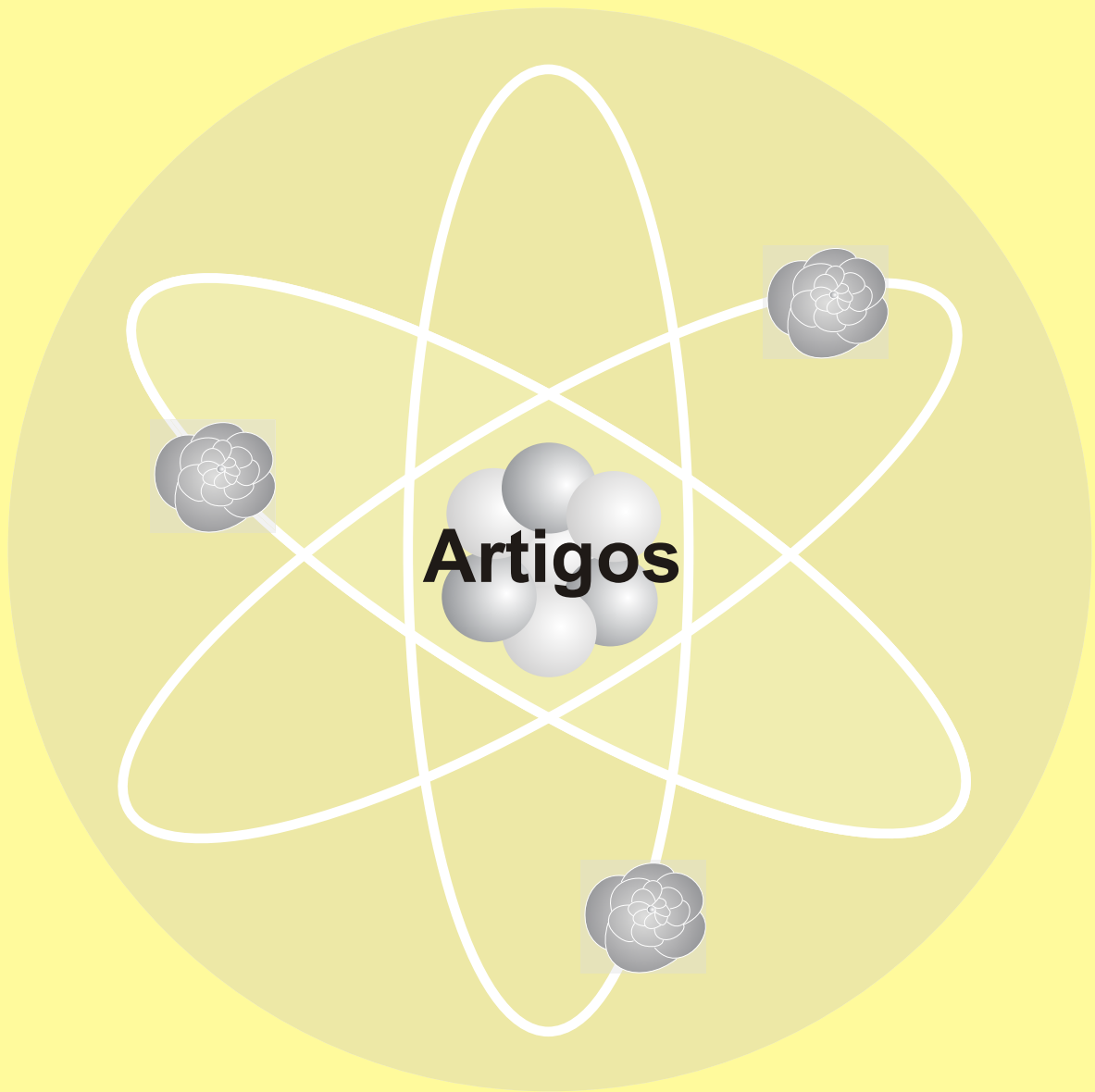
- Latimer, J.C. & Filippeli, G.M. 2002. Eocene to Miocene terrigenous input and export production: geochemical evidence from ODP Leg 177, Site 1090. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, **182**:151-164.
- Lawver, L.A. & Gahagan, L.M. 2003. Evolution of Cenozoic seaways in the circum-Antarctic region. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, **198**:11-37.
- Lea, D. W. ; Mashiotta, T. A. & Spero, H. 1999. Controls on magnesium and strontium uptake in planktonic foraminifera determined by live culturing. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63**(16), 2369–2379.
- Lear, C.H.; Elder, H.& Wilson, P.A. 2003. A Cenozoic seawater Sr/Ca record from benthic foraminiferal calcite and its application in determining global weathering fluxes. *Earth and Planetary Science Letters*, **208**: 69-84
- Leckie, R.M. & Olsson, H.C. 2003. Foraminifera as proxies for sea-level change on siliciclastic margins. In: *Micropaleontologic proxies for sea-level change and stratigraphic discontinuities. SEPM Special Publication*, **75**: 5-19.
- Lipps, J.H. & Rozanov, A.Y. 1996. The late Precambrian-Cambrian agglutinated fossil *Platysolenites*. *Paleontological Journal*, **30**:345-357.
- Livemore, R.; Nankiwel, A.; Eagles, G. & Morris, P. 2005. Paleogene opening of the Drake Passage. *Earth and Planetary Science Letters*, **236**: 459-470.
- Loeblich, A.R. & Tappan, H. 1992. Present status of foraminiferal classification, in Studies in Benthic Foraminifera. In: Takayanagi, Y. & Saito, T. (eds), *Proceedings of the Fourth International Symposium on Benthic Foraminifera*, Sendai, 1990 (Benthos 90). Tokai University Press, Tokyo, p. 93-102.
- López, L.A.C. 2009. Interpretação sismoestratigráfica e geomorfologia sísmica do Cone de Rio Grande, Bacia de Pelotas. Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado, 156p.
- Lyle, M.; Gibbs, S.; Moore, T.C. & Rea, D.K. 2007. Late Oligocene initiation of the Antarctic Circumpolar Current: Evidences from the South Pacific. *Geology*, **8**:691-694.
- Lugowski, A.; Ogg, J. & Gradstein, F.M. 2009. Time Scale Creator <http://www.tscreator.com>
- .Maceñido, M.O. & Griffin, M. 1988. Distribution and palaeoenvironmental significance of the genus *Boucherdia* (Brachiopoda, Terebratellidinae): Its bearing on the Cenozoic evolution of the South Atlantic. *Revista Brasileira de Geociências*, **18**(2):201-211.
- Marshall, J.D. 1992. Climatic and oceanographic signals from the carbonate rocks record and their preservation. *Geological Magazine*, **129**: 143-160.
- Martinez S. & del Río C.J. 2002. Late Miocene Molluscs from the Southwestern Atlantic Ocean (Argentina and Uruguay): a palaeobiogeographic analysis. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, **188**:167-187.

- McArthur, J.M. 1994. Recent trends in strontium isotope stratigraphy. *Terra Nova*, **6**: 331-358.
- Mesquita, A.C.F. 1995. *Microbioestratigrafia do Terciário da Bacia de Santos, com base em foraminíferos planctônicos*. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de Mestrado, 167 p.
- Milani, E.J.; Brandão, J.A.S.L.; Zalán, P.V. & Gamboa, L.A.P. 2000. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Brazilian Journal of Geophysics*, **18**(3):351-396.
- Mizusaki, A.M.P.; Thomaz Filho, A. & Cesero, P. 1998. Ages of the magmatism and the opening of the South Atlantic Ocean. *Pesquisas*, **25**(2):47-57.
- Miller, K.; Fairbanks, R.G. & Mountain, G.S. 1987. Tertiary isotope oxygen isotope synthesis, sea level history and continental margin erosion. *Paleoceanography*, **2**(1): 1-19.
- Miller, K.G.; Wright, J.D. & Fairbanks, R.G. 1991. Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy and margin erosion. *Journal of Geophysical Research*, **96**(b4):6829-6848.
- Mitchell, S.F.; Paul, C.R.C. & Gale, A.S. 1996. Carbon isotopes and sequence stratigraphy. In: Howell, J.A. & Aitken, J.F. (eds.). *High resolution sequence stratigraphy: innovations and applications*. Geological Society Special Publication, **104**: 11-24.
- Molina, E. 2004. Micropaleontología, Concepto, historia y estado actual. In: E. Molina (ed.). 2004. *Micropaleontología*. Zaragoza, Prensas Universitárias de Zaragoza, p. 13-33.
- Ojeda, H.A.O. 1981. Estrutura, estratigrafia e evolução das bacias marginais brasileiras. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**(4):257-273.
- Oslick, J. S.; Miller, K. G.; Feigenson, M. D. & Wright, J. D. 1994. Oligocene-Miocene strontium isotopes: Stratigraphic revisions and correlation to an inferred glacioeustatic record. *Paleoceanography*, **9**: 427-444.
- Pawlowski, J.; Holzmann, M.; Berney, C.; Fahrni, J.; Gooday, A. J.; Cedhagen, T.; Habura, A. & Bowser, S.S. 2003. The Evolution of Early Foraminifera. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **100**(20): 11494-11498.
- Pearson, P.N.; Ditchfield, P.W.; Singano, J.; Harcourt-Brown, K.G.; Nicholas, C.J.; Olsson, R.K.; Shackleton, N.J., & Hall, M.A. 2001. Warm tropical sea surface temperatures in the Late Cretaceous and Eocene epochs: *Nature*, **413**: 481-487.
- Pfuhl, H.A. & McCave, I.N. 2005. Evidence for late Oligocene establishment of the Antarctic Circumpolar Current. *Earth and Science Planetary Letters*, **235**:715-728.

- Playford, G. & Dettmann, M. E. 1996. Spores. In: Jansonius, J. & McGregor, D. C. (eds.), *Palynology: Principles and Applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundations, p. 227-260.
- Premoli-Silva, I. & Verga, D. 2004. *Practical Manual of Cretaceous Foraminifera. International School on planktonic foraminifera, 3° Course: Cretaceous*. Verga, D. & Rettori, R. (eds.). Perugia, Italy, 283p.
- Ramgrab, G. E.; Wildner, W.; Lopes, R.C.; Favilla, C.A.C. & Silva, M.A.S. 2004. Folha SH.22 – Porto Alegre. In: Gonçalves, J.H.; Santos, J.O.S.; Abram, M.B.; Leão Neto, R.; Matos, G.M.M.; Vidotti, R.M.; Ramos, M.A.B. & Jesus, J.D.A. (eds.), *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas*. Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. CD-ROM.
- Ravelo, A. C. & Hillaire-Marcel, C.. 2007. The use of oxygen and carbon isotopes of foraminifera in paleoceanography. In: Hillaire-Marcel, C. & De Vernal, A. (eds.). *Proxies in Late Cenozoic Paleoclimatology. Developments in Marine Geology*, Elsevier, vol.1, p. 735-764.
- Ravelo, A.C.; Andreasen, D.H.; Lyle, M.; Lyle, A.O. & Wara, W.M. 2004. Regional climate shifts caused by gradual cooling in the Pliocene epoch. *Nature*, **429**:263-267.
- Rea, D.K.; Zachos, J.C.; Owen, R.M. & Gingerich, P.D. 1990. Global change at the Paleocene-Eocene boundary: climatic and evolutionary consequences of tectonic events. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **79**:117-128.
- Reinhardt, E.G.; Cavazza, W.; Patterson, T.R. & Blenkinshop, J. 2000. Differential diagenesis of sedimentary components and the implication for strontium isotope analysis of carbonate rocks. *Chemical Geology*, **164**:331-343.
- Rosa, A.P. 2007. *Interpretação sísmo-estratigráfica da porção da Bacia de Pelotas que engloba o Cone do Rio Grande e a avaliação do seu potencial petrolífero*. Programa de Pós-graduação em Engenharia de Reservatório e de Exploração, Universidade Estadual do Norte Fluminense, Tese de Doutorado, 252 p. + anexos.
- Sad, A.R.E.; Silveira, D.P.; Machado, M.A.; Silva, S.R.P. & Maciel, R.R. 1998. Marine gas hydrates along the Brazilian coast. In: AAPG INTERNATIONAL CONFERENCE AND EXHIBITION. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **82**(10): 1423.
- Sanguinetti Y.T. 1980. Bioestratigrafia (ostracodes) do Mioceno da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul. *Pesquisas*, **13**:7-34.
- Savin, S.M. & Douglas, R.G. 1973. Stable isotope and magnesium geochemistry of recent planktonic foraminifera from South Pacific. *Geological Society of America Bulletin*, **84**(7):2327-2342.
- Schackleton, N.J. 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, **6**:183-190.

- Scher, H.D. & Martin, E.E. 2006. Timing and climatic consequences of the opening of Drake Passage. *Science*, **213**:428-430.
- Scholle, P. A. & Arthur, M. A. 1980. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: Potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **64**: 67–87
- Sen Gupta, B.K. 1999. Systematics of Modern Foraminifera. In: Sen Gupta, B.K. (ed.), *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, p. 7-36.
- Seyve, C. 1990. *Introdução à micropaleontologia*. Angola, Elf Aquitaine Angola, 231p.
- Shevenell, A.E. & Kennett, J.P. 2007. Cenozoic Antarctic cryosphere evolution: Tales from deep-sea sedimentary records. *Deep-Sea Research II*, **54**:2308-2324.
- Shieh, Y.-T.; You, C.-F.; Shea, K.-S & Horng, C.-S. 2002. Identification of artifacts in foraminiferal shells using carbon and oxygen isotopes. *Journal of Asian Earth Sciences*, **21**:1-5.
- Sloan, L. C. & Barron E. J. 1992. A comparison of Eocene climate model results to quantified paleoclimatic interpretations: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **93**:183–202.
- Spezzaferri, S. 1995. Planktonic foraminiferal implications across the Oligocene-Miocene Transition in the oceanic record (Atlantic, Indian and South Pacific). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **114**: 48-74.
- Stainforth, R.M.; Lamb, J.L.; Luterbacher, H.; Beard, J.H. & Jeffords, R.M. 1975. *Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms*. *The University of Kansas Paleontological Contributions*, **62**: 1-425.
- Stancliff, R.P.W. 1996. Microforaminiferal linings. In: Jansonius, J. & Macgregor, D.C. (eds.), *Palynology: principles and applications*, vol.1, p. 373-379.
- Szaniawski, H. 1996. Scleroecodonts. In: Jansonius, J. & Macgregor, D.C., (eds.) *Palynology: principles and applications*, vol.1, p. 337-354.
- Veizer, J.; Ala, D.; Azmy, K.; Bruckschen, P.; Bruhn, F; Buhl, D.; Carden, G.; Diener, A.; Ebner, S.; Goddard, Y.; Jasper, T.; Korte, C.; Pawellek, F.; Podlaha, O. & Strauss, H., 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ Evolution of Phanerozoic Seawater. *Chemical Geology*, **161**: 59-88.
- Veizer, J.; Bruckschen P.; Pawellek, F.; Diener, A.; Podlaha, O.G.; Carden; G.A.F.; Jasper, T; Korte, C.; Strauss, H.; Azmy, K. & Ala, D. 1997. Oxygen isotope evolution of Phanerozoic seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **132** (1-4): 159-172
- Villwock, J.A. & Tomazelli, L.J. 1995. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Técnicas*, **8**:1-45.

- Wefer, G.; Berger, W.H.; Bijma, J. & Fisher, G. 1999. Clues to ocean history: A brief overview of proxies. *In: Fisher, G. & Wefer, G. (eds.), Use of proxies in paleoceanography: Examples from South Atlantic*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, p. 1-68.
- Wei, K.Y. & Kennett, J.P. 1986. Taxonomic evolution of Neogene planktonic Foraminifera and paleoceanographic relations. *Paleoceanography*, **1**(1):67-98.
- Wildner, W.; Ramgrab, G. E.; Lopes, R. C. & Iglesias, C. M. F., 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Sul*. Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. CD-ROM.
- Williams, M.; Haywood, A.M.; Taylor, S.P.; Valdes, P.J.; Sellwood, B.W. & Hillenbrand, C.-D. 2005. Evaluating the efficacy of planktonic foraminifer calcite $\delta^{18}\text{O}$ data for the surface temperature reconstruction for the Late Miocene. *Geobios*, **38**:843-863.
- Wood, A.M.; Ramos, M.I.F. & Whatley, R.C. 1999. The paleozoogeography of Oligocene to Recent marine Ostracoda from the Neotropics (Mid- and South America) and Antarctica. *Marine Micropaleontology*, **37**: 347-364.
- Zachos, J.C.; Dickens, G.R. & Zeebe, R.E. 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, **451**(17):279-283.
- Zachos, J.; Pagani, M.; Sloan, L.; Thomas, E. & Billups, K. 2001. Trends, rythms, and aberrations in global climate 65Ma to Present. *Science*, **292**:686-693.



8. ARTIGOS

ARTIGO I. Anjos-Zerfass, G.S.; Souza, P.A. & Chemale Jr., F. 2008. Biocronoestratigrafia da Bacia de Pelotas: estado atual e aplicação na geologia do petróleo. *Revista Brasileira de Geologia*, **38**(2-suplemento): 47-62.

ARTIGO II Anjos-Zerfass, G.S.; Chemale Jr., F. & Moura, C.A.V. Post-depositional effects on the microstructure and stable isotopes in planktonic foraminifera tests from the Miocene of the Pelotas Basin, Southern Brazil. *Marine Micropaleontology*. (Submetido).

ARTIGO III. Anjos-Zerfass, G.S.; Silva, W.G.; Souza, P.A. & Chemale Jr., F. Miocene biochronostratigraphy of the Pelotas Basin, Brazil. *Geologica Acta*. (Submetido).

ARTIGO IV. Anjos-Zerfass, G.S.; Chemale Jr.; F. Moura, C.A.V. & Costa, K.B. strontium isotope stratigraphy and stable isotope of the Tertiary deposits of the Pelotas Basin, Southern Brazil. *Marine Geology*. (Submetido).

BIOCRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DE PELOTAS: ESTADO ATUAL E APLICAÇÃO NA GEOLOGIA DO PETRÓLEO

Geise de Santana dos Anjos-Zerfass, Paulo Alves de Souza & Farid Chemale Jr.

Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Av. Bento Gonçalves, 9500, Bloco I, Cx.P. 15001. Porto Alegre, 91501-970, RS, Brasil.

RESUMO

Os estudos bioestratigráficos nas bacias sedimentares brasileiras têm fornecido suporte para a pesquisa exploratória de recursos minerais e energéticos, especialmente na margem continental. Com as descobertas de hidrocarbonetos nas bacias de Santos e Campos, a porção sul da margem continental brasileira tornou-se um importante alvo da exploração. Com isso, o refinamento bioestratigráfico se faz necessário para fins de detecção de hiatos e para o incremento da precisão das correlações laterais na delimitação e na análise espacial de possíveis reservatórios. O estado atual do arcabouço biocronoestratigráfico da Bacia de Pelotas é aqui apresentado, com vistas à sua aplicação na prospecção de reservatórios. Os principais problemas e lacunas no conhecimento acerca do tema são também discutidos. Em termos de bioestratigrafia, a bacia permanece pouco avaliada, apesar de que as pesquisas tenham começado em meados da década de 1960. A comparação entre propostas de biozoneamento para o Terciário da bacia permite inferir uma série de hiatos, de natureza até o momento desconhecida, identificados pela ausência de biozonas. Alguns hiatos estão bem marcados na curva de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elaborada a partir da análise de amostras de uma perfuração, e parecem estar relacionados com descontinuidades na deposição. As diferenças observadas entre os zoneamentos podem ser atribuídas aos diferentes critérios e nível de resolução dos grupos taxonômicos utilizados, bem como aos diferentes intervalos amostrais empregados, o que afeta a resolução bioestratigráfica e, conseqüentemente, o potencial como ferramenta correlativa.

Palavras-chave: Micropaleontologia – Bioestratigrafia – Isótopos - Bacia de Pelotas

ABSTRACT

The biostratigraphic studies of the Brazilian sedimentary basins have providing a support for the exploratory research of energetic and mineral resources, in particular at the continental margin. From new discoveries of hydrocarbon accumulations at the Santos and Campos basins, the south portion of the Brazilian continental margin were converted in an important target of the exploration. Therefore, the biostratigraphic refinement is necessary to detect gaps and to promote an increment on the precision of the lateral correlations in the delimitation and spatial analysis of the potential reservoirs. The actual stage of the bio-chronostratigraphic framework of the Pelotas Basin is presented herein, focusing on its application to the reservoir prospection. The main questions and lacunae on the knowledge are also discussed. In terms of biostratigraphy, the Pelotas Basin remains poorly evaluated, despite publication of important works on the biostratigraphy are known since the 1960's. A comparison of biostratigraphic schemes proposed for the Tertiary section of the basin allows the inference of diverse hiatuses, identified by the absences of biozones. Some hiatuses are well marked in the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve, suggesting their relationship with discontinuities in the deposition. Discrepancies between the proposed schemes can be attributed to the particular resolution of the different groups used, the variations in the biostratigraphic criteria and the sampling interval, influencing the biostratigraphic resolution and therefore its potential as a correlation tool. As a future perspective, zonation based in palynomorphs can promote high quality results in terms of correlation between the offshore and the onshore deposits of the basin.

Keywords: Micropaleontology – Biostratigraphy – Isotopes – Pelotas Basin

1.0 INTRODUÇÃO

Os estudos micropaleontológicos nas bacias sedimentares brasileiras, especialmente aquelas da margem continental, estão fortemente relacionados com a indústria do petróleo, de modo que o conhecimento acerca do tema evoluiu ao ritmo das atividades de exploração em cada bacia. O refinamento bioestratigráfico se faz necessário para fins de detecção de discontinuidades no registro estratigráfico bem como para promover o incremento da precisão nas correlações laterais, apoiando pesquisas que enfoquem a delimitação de possíveis reservatórios.

De modo geral, os microfósseis de parede calcária, silicosa ou orgânica constituem as ferramentas mais importantes para fins bioestratigráficos, dada a relativa abundância em amostras de testemunhos de sondagem e calha. Diversos grupos de microfósseis preenchem requisitos que os tornam ferramentas potencialmente úteis nas datações relativas e correlações a curtas e longas distâncias, além prover apoio nas interpretações paleoambientais.

Com efeito, os distintos grupos de microfósseis têm sido extensivamente aplicados no estudo estratigráfico de praticamente todas as bacias da margem continental brasileira, tais como os nanofósseis calcários (Gomide 1982, Antunes 1987, Oliveira & Costa 1997), foraminíferos (Abreu 1990, Mesquita 1995, Viviers & Abreu 1995, Mello e Souza *et al.* 2003) e palinomorfos (Regali *et al.* 1974), além dos trabalhos nas bacias intracratônicas (Daemon & Quadros 1970, Daemon & Contreiras 1971, Altiner & Savini 1995, Melo & Loboziak 2003), como produtos vinculados aos diversos setores de pesquisa e exploração da Petrobras.

A Bacia de Pelotas encontra-se num estágio do conhecimento incipiente, com muito a ser aprofundado em termo de pesquisa quanto ao seu sistema petrolífero. Neste contexto, o estudo da sucessão microfossilífera se torna uma importante ferramenta nas atividades de exploração, mormente porque a bacia permanece pouco avaliada, embora os primeiros trabalhos bioestratigráficos datem de meados da década de 1960.

Os trabalhos mais modernos sobre o arcabouço estratigráfico da bacia utilizaram-se dos dados micropaleontológicos, especialmente de nanofósseis calcários (Gomide, 1989), como indicadores geocronológicos para o posicionamento das seqüências e das respectivas discordâncias (Dias *et al.* 1994, Fontana 1996). Além disso, os microfósseis também foram utilizados em reconstruções paleogeográficas, tais

como aquelas esquematizadas com base em dinoflagelados por Arai (2007) para o Cretáceo da bacia, com aplicação no entendimento da evolução geológica de suas unidades e, indiretamente, dos padrões do comportamento tectono-estrutural ao longo de sua história.

Este trabalho objetiva discutir o significado geológico das associações microfossilíferas da Bacia de Pelotas e as implicações estratigráficas e paleogeográficas dos estudos realizados até o momento. Procura-se integrar as diversas propostas de arcabouço bioestratigráfico, na busca das principais discontinuidades na deposição, as quais podem estar relacionadas com discordâncias erosivas, importantes para a identificação de reservatórios. A razão isotópica de estrôncio obtida a partir da análise de testas de foraminíferos provenientes de uma sondagem *offshore* foi comparada ao quadro bioestratigráfico, confirmando os hiatos bioestratigráficos e fornecendo elementos para discutir a origem dos mesmos. Discute-se também a aplicação de grupos taxonômicos que permitam uma maior detalhamento nas correlações entre as porções emersa e submersa da bacia, tais como os palinomorfos. Com isto, busca-se apresentar os problemas e discutir perspectivas para futuras pesquisas em termos de biocronoestratigrafia nesta porção da margem continental brasileira e sua potencialidade nos estudos exploratórios.

2.0 CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE A GEOLOGIA E PALEONTOLOGIA DA BACIA DE PELOTAS

A Bacia de Pelotas corresponde ao trecho da margem continental sul-americana localizada entre os paralelos 28°40'S e 34°S, sendo limitada ao norte pelo Alto de Florianópolis, e separada da Bacia del Este, ao sul, pelo Alto do Polônio, em águas territoriais uruguaias (Kowsmann *et al.* 1974, Rosa 2007) (Figura 1). A bacia ocupa uma área de cerca de 210.000 km² até a isóbata de 2.000 m, dos quais cerca de 40.000 km² de área emersa, constituem a Planície Costeira do Rio Grande do Sul (Dias *et al.* 1994).

Na porção mais proximal, a bacia repousa sobre crosta continental e rochas basálticas extrudidas no início da fase rifte e, na sua porção mais distal, sobre o assoalho oceânico (Fontana 1990). Em crosta continental, seu embasamento corresponde a rochas do Escudo Sul-rio-grandense e Uruguaio e rochas paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná (Villwock & Tomazelli, 1995).

Estruturalmente, a Bacia de Pelotas é considerada monótona. Nos depósitos da seção rifte, os estratos mergulham ligeiramente em direção ao oceano formando uma cunha que recobre o embasamento cortado por falhas antitéticas de grande rejeito que formam hemi-grábens assimétricos, bem como falhas sintéticas e antitéticas de pequeno rejeito (Fontana 1987, Rosa 2007). A deformação da seção pós-rifte da bacia é incipiente, constituindo-se em exceções as estruturas de escorregamento associadas a falhas lítricas que afetam os depósitos pós-oligocênicos na região do Cone do Rio Grande (Fontana 1990, Chang *et al.* 1992).

A proposta litoestratigráfica mais atual para a bacia e cuja terminologia é amplamente aceita é aquela apresentada por Dias *et al.* (1994), que a subdividiram em nove unidades litoestratigráficas. De modo geral, predominam os depósitos clásticos e, subordinadamente, ocorrem rochas vulcânicas e calcarenitos. Apenas na região norte da bacia foi registrada a ocorrência de depósitos evaporíticos, os quais representam um pacote delgado de anidrita associado a carbonatos (Dias *et al.*, 1994).

A Bacia de Pelotas é preenchida por depósitos sedimentares com idades que variam do Neocomiano ao Holoceno, sendo que na sua porção emersa, os depósitos mais antigos datam do eomioceno (Gomide 1989). Esta sucessão sedimentar foi subdividida por Fontana (1996) em 17 seqüências deposicionais. Segundo o autor, as seqüências depositadas entre o Neocomiano e o Eoceno têm caráter tectono-eustático, enquanto aquelas depositadas do Oligoceno ao Holoceno seriam glácio-eustáticas.

Os possíveis prospectos da Bacia de Pelotas são turbiditos cretácicos e terciários, especialmente aqueles de idade miocênica depositados no Cone do Rio Grande, onde foram verificadas fortes evidências da presença de hidratos de gás, além de ter sido comprovado o potencial para acumulação de gás (Fontana 1989, Sad *et al.* 1998, Deckelman *et al.* 2006, Rosa 2007). Estes depósitos apresentam características como a configuração, detectada através de seções sísmicas por Rosa (2007) e uma porosidade estimada por Deckelman *et al.* (2006) de 25 a 30%, que os caracterizam como favoráveis ao acúmulo de hidrocarbonetos.

A seção quaternária da bacia engloba depósitos de leques aluviais e de quatro sistemas laguna-barreira, depositados nos últimos 400.000 anos em decorrência de eventos transgressivos de cunho glacio-eustático (Villwock & Tomazelli 1995). Estudos concernentes ao conteúdo fossilífero dos depósitos quaternários na bacia registraram uma abundante associação de fósseis, englobando desde microfósseis de vertebrados e invertebrados continentais e marinhos a microfósseis pertencentes a diversos grupos

taxonômicos, dentre os quais diatomáceas, foraminíferos, nanofósseis, ostracodes, radiolários e palinomorfos marinhos e continentais, registrados em sondagens e em depósitos aflorantes (turfeiras, lagoas, lagunas e depósitos praias). A análise destas associações fossilíferas tem sido aplicada com fins de caracterização paleoambiental e paleoclimática dos depósitos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul.

Da mesma forma, os microfósseis têm fornecido o arcabouço bioestratigráfico para a seção pré-quadernária da bacia. Sucessões bioestratigráficas apoiadas em nanofósseis calcários, ostracodes, foraminíferos e em ocorrências ainda pontuais de palinomorfos (esporos, grãos de pólen, dinoflagelados, palinoforaminíferos) são apresentadas sinteticamente a seguir, na tentativa de ressaltar a contribuição desses grupos de microfósseis para o entendimento da evolução geológica da bacia.

3.0 BIOESTRATIGRAFIA

3.1 Fases de desenvolvimento

As pesquisas micropaleontológicas realizadas na seção pré-quadernária da Bacia de Pelotas foram inteiramente baseadas em amostras de subsuperfície, uma vez que estes depósitos não afloram. No total, 19 sondagens forneceram as amostras utilizadas nos diversos estudos, sendo: oito poços perfurados pela Petrobras na porção emersa da bacia (2-CA-1-RS, 2-CI-1-RS, 2-GA-1-RS, 2-GA-2-RS, 2-PN-1-RS, 2-PS-1-RS, 2-PJ-1-RS e 2-MO-1-RS); quatro sondagens efetuadas pela CPRM na porção emersa da bacia (TG-77, TG-99, TG-120 e TG-129); um poço perfurado pelo Instituto Geológico del Uruguay na porção emersa, (Chuy-364), e seis sondagens efetuadas pela Petrobras na porção submersa da bacia (1-SCS-2, 1-SCS-3B, 1-RSS-2, 1-RSS-3, 2-RSS-1 e 2-BPS-6A).

Até o momento não há a integração dos estudos bioestratigráficos envolvendo diferentes grupos taxonômicos para toda a bacia, apesar de trabalhos particularmente importantes com base em microfósseis terem sido desenvolvidos a partir da análise de amostras provenientes de poços perfurados pela Petrobras durante as décadas de 1970 e 1980.

As pesquisas estão concentradas na porção emersa da bacia e, de um modo geral, os esforços empreendidos no sentido de realizar o fatiamento bioestratigráfico da sucessão sedimentar da Bacia de Pelotas foram dirigidos principalmente para a seção

pós-oligocênica, com raras exceções. Assim, podem ser definidas duas fases de desenvolvimento da pesquisa bioestratigráfica na Bacia de Pelotas. A primeira, uma fase de pesquisas na porção emersa, teve lugar nas décadas de 1960 e 1970. Os trabalhos realizados durante este período foram condicionados pela posição das perfurações e pelo tipo de microfauna presente nas amostras disponíveis. As sondagens efetuadas na época estavam localizadas exclusivamente na região da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, onde os depósitos sedimentares mais antigos datam do eomioceno. Além desse aspecto, as amostras eram representativas de ambientes deposicionais transicionais, onde os microfósseis calcários planctônicos são escassos e as formas bentônicas não permitiram um bom refinamento bioestratigráfico. Vale ressaltar que os foraminíferos bentônicos não são os mais indicados para a elaboração de arcabouços bioestratigráficos uma vez que sua distribuição é fortemente controlada por variáveis ambientais. Entretanto, algumas exceções são registradas, dentre as quais os uvigerinídeos. As espécies deste grupo têm sido amplamente reconhecidos pela sua eficiência, tanto no refinamento de biozoneamentos efetuados com base em formas planctônicas, quanto na aplicação bioestratigráfica em seções onde os foraminíferos planctônicos estão ausentes, conforme assinalado por Lamb & Miller (1984).

A segunda fase foi iniciada na década de 1980, quando começou a publicação de estudos dos sedimentos da porção submersa da bacia, da plataforma continental, concomitantemente com o incremento das pesquisas realizadas na porção emersa. Nessa fase, o estudo de formas planctônicas, como foraminíferos e nanofósseis calcários, permitiu o fatiamento bioestratigráfico dos depósitos de toda a seção sedimentar da bacia, o que só começou a ser feito a partir dos anos 2000.

3.2 Principais propostas de fatiamento bioestratigráfico

A seguir é apresentada uma síntese dos trabalhos que versam sobre a bioestratigrafia da bacia. Em vista da escassez de publicações de cunho estritamente bioestratigráfico, serão apresentados também os trabalhos que enfocam o posicionamento estratigráfico e a correlação dos estratos com base em microfósseis, ainda que não tenha sido proposta uma subdivisão dos conjuntos de estratos em biozonas. Os trabalhos de cunho bioestratigráfico realizados na bacia até o momento abordam a análise de associações de foraminíferos planctônicos, foraminíferos bentônicos, ostracodes, nanofósseis calcários e palinomorfs. Embora não tenham

apresentado propostas de fatiamento bioestratigráfico para a sucessão sedimentar da bacia, os trabalhos de Closs (1966, 1967), Boltovskoy *et al.* (1983), Madeira-Falcetta & Thiesen (1988) com base na distribuição de foraminíferos planctônicos e de Kotzian & Eilert (1985) com base na distribuição de ostracodes, forneceram informações para a correlação dos sedimentos do Mioceno-Pleistoceno

A figura 2 mostra a distribuição dos trabalhos efetuados na seção pré-Quaternária da Bacia de Pelotas com base em diversos grupos de microfósseis.

FORAMINÍFEROS

Em termos de foraminíferos bentônicos, três propostas de biozoneamentos informais foram apresentadas para a bacia. Closs (1970) propôs quatro zonas de associação informais para a seção miocênica dos oito poços perfurados pela Petrobras na bacia (Mio 1, Mio 2, Mio 3 e Mio 4). Através da calibração com base em foraminíferos planctônicos, estas biozonas foram posicionadas no limite entre as zonas formais de Bolli (1957) *Globigerinatella insueta* e *Globorotalia fohsi fohsi*, que corresponde indicam o intervalo entre o final eomioceno e o início do mesomioceno.

Posteriormente, Fernandes (1975) e Thiesen (1977) apresentaram propostas de biozoneamento para o mesomioceno e neomioceno das sondagens 2-CI-1-RS e 2-MO-1-RS com base em foraminíferos bentônicos. Fernandes (1975) propôs quatro biozonas informais utilizando a distribuição vertical de espécies do gênero *Uvigerina*. A zona mais antiga proposta pela autora, *Uvigerina gallowayi*, foi individualizada pela ocorrência desta espécie e mais uma associação de 21 espécies e subespécies do gênero, a zona sobrejacente, *Uvigerina hosiusi*, foi caracterizada pela espécie que nomeia a zona e a ocorrência de três espécies restritas à zona (*U. altacostata*, *U. juncea* e *U. modeloensis*) e uma associação de 21 espécies e subespécies. A zona *Uvigerina acuminata* foi caracterizada pelo aparecimento desta espécie, com um número elevado de exemplares, além da ocorrência de uma espécie restrita à zona – *Uvigerina bermudezi* – e mais uma associação de nove *taxa*. A zona *Uvigerina subperegrina* foi definida pela presença da espécie-índice, a qual é de ocorrência restrita a essa zona, associada a mais três espécies (*U. calvertensis*, *U. laviculata* e *U. semiornata*).

Thiesen (1977) sugeriu a subdivisão deste intervalo em três zonas informais baseadas na distribuição de associações de espécies do gênero *Bolivina*. A zona mais antiga, *Bolivina anastomosa-Bolivina byramensis* foi caracterizada pela abundância das

espécies que nomeiam a zona e uma associação de espécies fortemente ornamentadas, a zona *Bolivina beyrichi-Bolivina alata* foi caracterizada pela abundância das espécies que nomeiam a zona e pelo desaparecimento das espécies ornamentadas que ocorrem na zona subjacente. A zona mais jovem, *Bolivina regularis* é caracterizada pela abundância desta espécie e pela diminuição do número de espécies do gênero *Bolivina*.

A figura 3 mostra a correlação entre as biozonas baseadas em foraminíferos bentônicos propostas pelos autores acima mencionados.

A partir do estudo das associações de foraminíferos planctônicos, duas propostas de biozoneamento foram realizadas. A primeira foi apresentada por Koutsoukos (1982), que fez ainda a interpretação paleoambiental dos estratos perfurados pela sondagem 1-SCS-3B, na porção norte da bacia. O autor identificou 19 unidades descritas no arcabouço bioestratigráfico padrão de Noguti & Santos (1972), idealizado para as bacias da margem costeira brasileira, além de uma zona informal para o Maastrichtiano, caracterizada pela ocorrência espécie bentônica *Orthokarstenia* spp. Posteriormente, Anjos (2004) abordou a seção Mioceno-Plioceno das sondagens 1-SCS-2 e 1-SCS-3B, tendo reconhecido sete biozonas e duas subzonas do esquema bioestratigráfico padrão para baixas latitudes de Bolli & Saunders (1985).

Adicionalmente, estudo em andamento permite atribuir a idade eomioceno (parte terminal) ao testemunho do poço 2-RSS-1 coletado entre as profundidades de 1.300 e 1318 m, com base na presença das espécies de foraminíferos planctônicos *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerinoides bisphericus*, *Globigerinatella insueta*, *Praerobulina transitoria* e *Praeorbulina glomerata circularis*. As espécies-índice estão ilustradas na figura 4.

OSTRACODES

Três propostas de biozoneamento informal com base em ostracodes foram apresentadas para a Bacia de Pelotas. O zoneamento apresentado por Sanguinetti (1980) para a seção miocênica, amostrada em oito sondagens perfuradas pela Petrobras na porção emersa da bacia, identifica de três zonas e duas subzonas. A zona mais antiga proposta pela autora, é a zona de amplitude local *Bradleya rheingantzi*, a qual foi caracterizada pelo prolongamento da ocorrência da espécie-índice a partir da base da zona sobrejacente (*Bensonina midipunctata*), ocorrido em apenas uma sondagem (2-MO-1-RS). A zona de *B. midipunctata* foi individualizada pelo aparecimento da espécie que nomeia a zona, associada com *Rocaleberis sylvesterbradleyi* e *Bradleya rheingantzi*. A

zona mais jovem, *Henryhowella evax*, é definida pela ocorrência da espécie-índice, além de *Aurila trigonula* e *Callistocythere litoralensis*. Esta zona apresenta variações laterais da associação de espécies que permitem a individualização de duas subzonas *Hemicytherura howei* e *Krithe trinidadensis* (Figura 5).

Ornellas (1981) apresentou uma proposta de biozoneamento para a seção pós-miocênica em sete sondagens perfuradas na porção emersa da bacia. A autora propôs quatro zonas de associação, a mais antiga posicionada tentativamente no Plioceno, enquanto que às demais foi atribuída idade quaternária.

O trabalho de Carreño *et al.* (1997) apresenta um arcabouço bioestratigráfico para a seção plio-pleistocênica a partir de sete poços perfurados na porção emersa da bacia (2-CA-1-RS, 2-CI-1RS, 2-GA-1-RS, 2-GA-2-RS, 2-MO-1-RS, 2-PJ-1-RS e 2-PN-1-RS). Os autores propuseram quatro zonas de associação e duas interzonas, em intervalos de baixa diversidade de espécies. Apenas uma das zonas propostas (*Bradleya pelotensis*) não está totalmente contida na seção quaternária, tendo sido posicionada tentativamente no intervalo entre o neomioceno e a porção inferior do Pleistoceno.

NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS

Gomide (1989) realizou o mais completo fatiamento bioestratigráfico da seção marinha da Bacia de Pelotas. O zoneamento foi realizado com base na distribuição vertical das associações de nanofósseis calcários recuperadas de sete sondagens efetuadas na porção emersa da bacia e cinco na porção submersa. O autor aplicou o esquema zonal de Troelsen & Quadros (1971), modificado por Antunes (1984) e Shimabukuro *et al.* (1985). Os depósitos sedimentares da bacia foram divididos em 29 biozonas, sendo 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). As biozonas têm caráter informal, mas sua operacionalidade é incontestável, apoiando trabalhos estratigráficos subsequentes (Dias *et al.* 1994, Fontana 1996), conforme discutido nos itens que seguem.

PALINOMORFOS

A contribuição de Regali *et al.* (1974), baseada na distribuição de grãos de pólen e esporos, constitui significativo marco para a bioestratigrafia da seção Cretáceo-Pleistoceno das bacias da margem costeira brasileira. Contudo, os autores não abordaram a Bacia de Pelotas. Para os poços *onshore*, o trabalho de Daemon (1969)

fornece significativo aporte bioestratigráfico a partir da análise do conteúdo palinológico da sucessão sedimentar perfurada por três sondagens, contudo trata-se de relatório interno da Petrobras, não publicado.

Após um longo período sem estudos palinológicos, a seção pré-quaternária da Bacia de Pelotas foi objeto duas comunicações, Arai *et al.* (2006) e Arai (2007), a última de caráter mais amplo, abordando cistos de dinoflagelados cretácicos de todas as bacias marginais brasileiras. Com base nesses microfósseis de parede orgânica, Arai (*op. cit.*) reconheceu barreiras físicas que restringiam a livre mistura de águas oceânicas entre o sul do Atlântico Sul e a porção norte, com fortes implicações no padrão de sedimentação da bacia.

Amostras de perfurações *onshore* e *offshore* da bacia constituem objeto de estudo de projetos específicos atualmente em andamento, com resultados preliminares do poço 2-RSS-1 apresentados em Premaor *et al.* (2007) e Fischer *et al.* (2007), relativos a intervalos do Cretáceo e do Paleoceno, respectivamente. A partir do estudo bioestratigráfico de palinomorfos, idades relativas estão sendo fornecidas, com significativa calibração com outros grupos de microfósseis, principalmente os nanofósseis calcários. Contribuições sobre a interpretação paleoambiental têm sido apresentadas, a partir do estudo da relação dos elementos marinhos (dinoflagelados, palinoforaminíferos) e continentais (esporos, grãos de pólen) presentes nas mesmas amostras, com implicações para o entendimento da dinâmica sedimentar, determinação e proximidade da área-fonte, natureza do transporte e eventos pós-deposicionais. Estas informações são imprescindíveis na reconstituição paleogeográfica da bacia. Um estudo desta natureza foi realizado por Meyer *et al.* (2006) em material sub-recente da Planície Costeira do Rio Grande do Sul.

4.0 SIGNIFICADO GEOLÓGICO DA SUCESSÃO MICROPALEONTOLÓGICA

Uma das implicações diretas do estudo das associações de microfósseis em uma bacia sedimentar é o detalhamento do arcabouço estratigráfico. A identificação de hiatus deposicionais, não detectáveis através de descontinuidades físicas, e o respectivo dimensionamento de suas amplitudes geocronológicas se constituem no principal avanço promovido pela bioestratigrafia em termos da compreensão das relações estratigráficas entre as diferentes unidades.

As biozonas são independentes das unidades lito- e cronoestratigráficas e seus limites são diácronos (NASC, 2005). Entretanto, a proximidade entre os limites zonais e os limites cronoestratigráficos, especialmente no caso da aplicação de microfósseis, permite atribuir idades com um alto grau de precisão a determinados depósitos. De acordo com Antunes & Melo (2001), a bioestratigrafia torna possível a detecção de feições geológicas em escala de detalhe as quais dificilmente seriam visíveis em seções sísmicas.

A favorabilidade da prospecção de hidrocarbonetos é avaliada após a compreensão do modelo sedimentar da bacia, de modo que da análise de diversos fatores advêm os prognósticos sobre quais seções apresentam os possíveis reservatórios mais promissores.

A avaliação da duração e o correto posicionamento cronoestratigráfico dos hiatos, especialmente daqueles de caráter erosivo, desempenham um importante papel na prospecção de hidrocarbonetos. Além de constituírem, em diversos casos, trapas estratigráficas ou condutos para a migração de hidrocarbonetos, as discordâncias podem ser indicativas da ocorrência de depósitos turbidíticos nas porções mais profundas das bacias sedimentares (Shanmugan 1988, Richards *et al.* 1998). Como são elementos geralmente formados durante quedas do nível relativo do mar, as discordâncias freqüentemente estão associadas à deposição de turbiditos na porção mais profunda das bacias sedimentares, depósitos estes associados ao leque de mar baixo (*sensu* Posamentier & Vail 1988). Segundo Richards *et al.* (1998), os leques submarinos e outros depósitos marinhos profundos correlatos, contêm mais de 15% das reservas mundiais de petróleo em sistemas deposicionais predominantemente clásticos.

Os hiatos bioestratigráficos, entretanto, podem ser de natureza diversa da supressão de parte da seção por processos erosivos. Assim, ferramentas auxiliares são importantes para caracterizar os hiatos, como análise de fácies sedimentares, sismoestratigrafia, interpretação de perfis geofísicos e estudos isotópicos.

Para a sucessão sedimentar da Bacia de Pelotas, o emprego de diversos grupos taxonômicos para o fatiamento bioestratigráfico permitiu o reconhecimento de diversos hiatos, sendo que as divergências sobre o posicionamento das discontinuidades na sucessão micropaleontológica ocorreram devido a diferenças inerentes à resolução fornecida pelos distintos grupos taxonômicos e a variações nos intervalos amostrais.

As propostas bioestratigráficas mais abrangentes em termos de seção vertical (Koutsoukos 1982, Gomide 1989, Anjos 2004) resultaram da aplicação de esquemas

zonais padrão de outras regiões mais setentrionais. Koutskoukos (1982) utilizou o esquema zonal para as bacias da margem continental brasileira de Noguti & Santos (1972) com base em foraminíferos planctônicos. Gomide (1989) empregou o esquema zonal elaborado por Troelsen & Quadros (1971) para as bacias da margem continental brasileira com base em nanofósseis calcários acrescido com as modificações de Antunes (1984) e Shimabukuro *et al.* (1985), enquanto Anjos (2004) aplicou o esquema zonal padrão de Bolli & Saunders (1985) para regiões de baixas latitudes com base em foraminíferos planctônicos. Dessa forma, tornou-se possível posicionar os depósitos em termos geocronológicos, e constatar a presença de descontinuidades na sucessão bioestratigráfica através da ausência de biozonas. Isto levou à determinação de hiatos bioestratigráficos, os quais serão apresentados e discutidos nos próximos itens a partir de inferências realizadas com base em dados apresentados na literatura.

4.1 Cretáceo

Apenas duas propostas de zoneamento bioestratigráfico para a seção cretácica foram efetuadas na Bacia de Pelotas, sendo que a mais abrangente corresponde a de Gomide (1989). Uma síntese das unidades bioestratigráficas, litoestratigráficas e seqüências deposicionais Bacia de Pelotas é apresentada na figura 6.

A idade mais antiga registrada corresponde ao Albiano/Cenomaniano, representada pela zona N-250 (*Nannoconus truitti*), a qual foi reconhecida por Gomide (1989) nas sondagens 1-SCS-2, 1-SCS-3B e 1-RSS-2. A zona N-255.2 (*Corollithion aschylosum*), que corresponde ao Turoniano, foi identificada apenas na porção mais setentrional da bacia, o que é um indicativo da existência de um hiato na porção sul da bacia entre o Albiano/Cenomaniano e o Turoniano.

O hiato de maior duração durante do Cretáceo foi identificado por Koutskoukos (1982), com a ausência do pacote sedimentar entre o Turoniano/Santoniano e o Albiano/Cenomaniano inferior, no poço 1-SCS-3B, em torno de 5 Ma. Este hiato não é sustentado pelos dados obtidos a partir do estudo das associações de foraminíferos, uma vez que o referido intervalo não apresentou formas diagnósticas. Este hiato apontado pelo autor provavelmente foi reconhecido a partir do biozoneamento por nanofósseis efetuado no âmbito da Petrobras, à época da publicação.

Este hiato representa também uma importante descontinuidade paleoambiental com a deposição de carbonatos de ambientes rasos na seção subjacente à descontinuidade, e a deposição de pelitos na seção sobrejacente. O autor não relatou a

ausência de biozonas, mas registrou a ausência de formas diagnósticas de parte da seção Santoniano-Albiano(?). Vale ressaltar que o estudo de Koutsoukos (1982) se baseou em apenas uma sondagem.

O Coniaciano/Santoniano está representado pela zona N-260 (*Marthasterites furcatus*), a qual foi registrada em todas as sondagens *offshore* à exceção do poço 2-RSS-1, pois o mesmo não alcançou a profundidade prevista para os depósitos desta idade. A porção média do Campaniano foi bem registrado na bacia, tendo sido caracterizada pela zona N-265 (*Eiffelithus eximius*). A zona N-270 (*Aspidolithus parvus constrictus*), correspondente à porção superior do Campaniano e base do Maastrichtiano foi registrada apenas no poço 2-RSS-1. As zonas N-280 (*Quadrum trifidum*) e N-290 (*Arkangelskiella cymbiformis*) ocorreram em toda a bacia, e correspondem respectivamente às porções média e superior do Maastrichtiano. Um hiato com cerca de 2,9 Ma de duração foi identificado por Koutsoukos (1982) entre o Maastrichtiano e o Paleoceno na sondagem 1-SCS-3B.

4.2 Cenozóico

PALEOGENO

A seção paleogênica da Bacia de Pelotas foi avaliada em termos de bioestratigrafia por Koutsoukos (1982) e Gomide (1989), tendo este último avaliado apenas a sondagem 1-SCS-3B, cotejando associações de foraminíferos planctônicos e nanofósseis calcários, respectivamente. A comparação entre o arcabouço bioestratigráfico, as unidades litoestratigráficas e as seqüências deposicionais para a seção paleogênica da Bacia de Pelotas é apresentada na figura 7.

Com base nos dados de nanofósseis calcários obtidos por Gomide (1989), a zona N-350 (*Fasciculithus* spp.), que indica a porção superior do Paleoceno superior, não foi registrada nos poços 1-RSS-3 e 1-SCS-2, sendo que neste último também não foi encontrada qualquer outra zona do Paleoceno, que caracteriza um hiato, colocando os depósitos do Eoceno diretamente sobre os do Cretáceo na região da sondagem 1-SCS-2 (Figura 8). A ocorrência de depósitos correspondentes à porção inferior/média do Paleoceno, representada pelas zonas N-320 (*Cruciplacolithus tenuis*) e N-340 (*Heliolithus kleinPELLI*), segundo Gomide (*op. cit.*), é questionável na bacia (Figura 8). Segundo o autor, o intervalo correspondente ao Paleoceno aparentemente se adelgaça

em direção ao norte e a mistura de fósseis do Paleoceno médio e inferior são um forte indicativo da ocorrência de um hiato importante.

Em termos de foraminíferos planctônicos, conforme a interpretação de Koutsoukos (1982) para a sondagem 1-SCS-3B, a seção paleocênica está representada apenas pela zona composta F-220/F-230 (*Globorotalia pseudobulloides*/*Globorotalia pusilla pusilla*) não tendo sido registradas as zonas F-210 (*Globocontusa daubjergensis*), que representa a porção inferior do Paleoceno inferior, e F-240 (*Globorotalia pseudomenardii*) e F-250 (*Globorotalia velascoensis*), que constituem a porção superior do Paleoceno superior (Figura 7).

A ausência da zona N-410 (*Discoaster diastypus*), porção inferior do Eoceno inferior, não foi constatada nos poços 1-RSS-2 e 1-RSS-3, sugerindo um hiato entre o Paleoceno e o Eoceno na porção sul da bacia, enquanto que a zona N-420 (*Marthasterites tribrachiatus*), parte média do Eoceno inferior, não foi identificada nos poços 2-RSS-1, 1-SCS-2 e 1-SCS-3B, indicando um possível hiato na porção norte da bacia (Figura 7). A zona N-430 (*Diascoaster lodoensis*), porção superior do Eoceno inferior ocorreu apenas nas sondagens 2-RSS-1 e 1-SCS-2.

Koutsoukos (1982) reportou a ocorrência de um hiato no poço 1-SCS-3B, marcando o limite entre o Paleoceno e o Eoceno inferior, cuja duração estimou em 3,5 Ma. Este hiato foi caracterizado pela ausência das zonas *Globorotalia pseudomenardii* (F-240), *Globorotalia velascoensis* (F-250) e *Globorotalia wilcoxensis* (F-310) e também foi reconhecido nesta por Gomide (1989) nesta sondagem.

A zona N-520 (*Sphenolithus pseudoradians*), correspondente ao intervalo superior do Oligoceno inferior, ocorreu apenas no 1-RSS-3, o que denota a existência de um hiato na seção do eoligoceno. A zona N-470 (*Discoaster barbadiensis*), correspondente ao topo do Eoceno, não foi registrada nas sondagens 1-RSS-2 e 1-RSS-3, caracterizando um hiato entre o Eoceno e o Oligoceno.

Entre o Eoceno inferior e o Eoceno médio, Koutsoukos (1982) identificou a ausência das zonas F-320 (*Globorotalia quetra*) e F-330 (*Globorotalia palmerae*), bem como a ausência e da porção inferior da zona F-340 (*Globigerinoides higginsii*) na seção perfurada pela sondagem 1-SCS-3B, o que interpretou como um hiato com duração estimada em 3,8 Ma. Digno de registro é o fato de que em todas as sondagens estudadas por Gomide (1989) identifica-se um hiato entre estratos do Eoceno inferior e médio, representado pela ausência da Zona N-440 (*Chiasmolithus gigas*) (Figura 8).

Vale ressaltar que a correlação entre o topo da Zona F-430 (*Globigerina ciperoensis ciperoensis*), de Noguti & Santos (1972), e o limite Oligoceno-Mioceno representa uma inconsistência, conforme apontado por Rios-Netto (1993), uma vez que o último aparecimento da espécie que nomeia a zona ocorreu no eomioceno. Assim, possivelmente o topo do Oligoceno estimado por Koutsoukos (1982) para a sondagem 1-SCS-3B esteja a uma maior profundidade na coluna sedimentar.

NEOGENO

A seção neogênica da Bacia de Pelotas apresenta o arcabouço bioestratigráfico relativamente melhor detalhado, tendo sido avaliada em termos de foraminíferos planctônicos por Koutsoukos (1982) e Anjos (2004), e de nanofósseis calcários por Gomide (1989). As unidades litoestratigráficas, seqüências deposicionais e unidades bioestratigráficas que caracterizam a seção neogênica da bacia estão ilustradas na figura 9.

A seção miocênica, segundo Gomide (1989), está completa nos poços perfurados na porção submersa da bacia. Entretanto, Koutsoukos (1982) e Anjos (2004), estes últimos com base apenas em poços perfurados na porção norte da bacia apontaram para a existência de vários hiatos na seção miocênica. Nos poços perfurados em terra, segundo os dados apresentados por Gomide (*op. cit.*), a Zona N-640 (*Discoaster quinqueramus*) foi identificada apenas no poço 2-MO-1-RS, caracterizando uma lacuna na sucessão das unidades bioestratigráficas correspondente ao neomioceno. A Zona N-580 (*Sphenolithus heteromorphus*), porção inferior do mesomioceno, foi registrada apenas nas sondagens 2-GA-1-RS e 2-GA-2-RS, perfuradas na região de Graxaim, o que denota a existência de um hiato entre o mesomioceno e o eomioceno. A Zona N-590 (*Cyclicargolithus floridanus*), porção média do mesomioceno, foi registrada apenas no poço 2-MO-1-RS, caracterizando um hiato no mesomioceno (Figura 10).

Entre o eomioceno e o mesomioceno, o autor registrou um hiato, correspondente à porção superior da zona F-520, *Globigerina rohri* (*sensu* Bolli, 1957), cuja duração foi estimada em 4,3 Ma (Figura 8). Vale ressaltar que uma vez que a espécie-índice que nomeia a zona *Globigerina rohri* entrou em sinonímia com *Globigerina tripartita* Koch (1926), que se extinguiu no Oligoceno superior, de acordo com o alcance estratigráfico

determinado por Bolli & Saunders (1985). Assim, o posicionamento desta zona no eomioceno deve ser revisto.

Com base no esquema zonal de Bolli & Saunders (1985), Anjos (2004) evidenciou a ausência de diversas biozonas na sucessão bioestratigráfica das sondagens 1-SCS-2 e 1-SCS-3B, sugerindo a presença de ao menos quatro hiatos, situados no limite Oligoceno-Mioceno, eomioceno, limite eomioceno /mesomioceno e no limite Mioceno-Plioceno. Destes, apenas o hiato que marca o limite eomioceno -mesomioceno havia sido documentado previamente por Koutsoukos (1982) na sondagem 1-SCS-3B (Figura 9).

Em relação ao biozoneamento com base em nanofósseis calcários, como as cartas de distribuição das espécies nos zoneamento para a margem continental brasileira não estão disponíveis, não é possível precisar se alguma das zonas internacionais está ausente. Entretanto, com base no esquema zonal de Perch-Nielsen (1985) para nanofósseis calcários e na avaliação da amplitude de várias espécies mencionadas no trabalho de Gomide (1989), aparentemente as zonas N-560 (*Sphenolithus belemnus*), N-630 (*Discoaster hamatus*), N-640 (*Discoaster quinqueramus*), N-650 (*Reticulofenestra pseudoumbilica*) de Gomide (1989), incluem duas ou mais zonas internacionais.

Assim, para a sondagem 1-SCS-2, entre as zonas N-590 (*Cyclicargolithus floridanus*) e N-630 (*Discoaster hamatus*), a ausência e/ou mistura de espécies características de duas das zonas do esquema de Perch-Nielsen (1985) indicam uma forte correlação com o hiato reconhecido entre a zona *Globorotalia mayeri* e a subzona *Globorotalia margaritae evoluta*, ou seja, entre o mesomioceno e o eoplioceno. De modo similar, conforme observado por Anjos (2004) para a sondagem 1-SCS-3B, as zonas N-630 (*Discoaster hamatus*) e N-640 (*Discoaster quinqueramus*) de Gomide (1989) correspondem à zona indiferenciada *Globorotalia acostaensis/Globorotalia menardii* descrita pelas autoras supracitadas, a qual por sua vez corresponde ao hiato entre a zona mencionada e a subzona *Globorotalia margaritae evoluta*.

Através da aplicação do esquema zonal de Noguti & Santos (1972), não é possível o detalhamento da seção do neomioceno - Plioceno uma vez que a zona F-600 (*Globoquadrina altispira altispira*) engloba desde a porção superior do mesomioceno até o limite entre o Plioceno e o Pleistoceno.

De acordo com Gomide (1989), a seção sedimentar do Plioceno está representada de forma completa nos poços perfurados na porção submersa da bacia, mas na porção emersa da bacia a zona N-650 (*Reticulofenestra pseudoumbilica*), que

caracteriza o eoplioceno, não foi identificada nos poços 2-CA-1-RS, 2-PS-1-RS e 2-PN-1-RS, enquanto a zona N-670 (*Discoaster broweri*), correspondente ao neoplioceno, foi registrada apenas na região do Baixo de Mostardas (sondagem 2-MO-1-RS) (Figura 10).

5.0 ESTRATIGRAFIA DE ISÓTOPOS DE ESTRÔNCIO: CONTRIBUIÇÃO NO RECONHECIMENTO DE HIATOS

Variações na razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da água do mar ao longo do tempo geológico têm sido utilizadas como ferramenta na correlação e datação relativa de sucessões sedimentares marinhas (Veizer *et al.* 1997). Em condições de preservação adequada, a razão isotópica da água do mar pode ser indicada à partir da análise de carapaças dos organismos marinhos. O acúmulo de informações procedentes de diferentes seções bem preservadas e com bom controle cronoestratigráfico, de diferentes localidades no planeta, permitem a confecção de curva-referência para a evolução da razão isotópica de estrôncio dos mares ao longo do tempo geológicos. Assim é possível comparar e inferir idades relativas para uma seção estratigráfica objeto de investigação, a partir da similaridade com seção-referência (Farrel *et al.* 1995).

A curva isotópica de estrôncio de Chemale *et al.* (2002) obtida a partir de análises de testas de foraminíferos provenientes de um poço perfurado na porção *offshore* da Bacia de Pelotas representa a primeira tentativa de ajuste cronoestratigráfico para a seção cenozóica da Bacia de Pelotas. As idades obtidas a partir da comparação das razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de Chemale *et al.* (2002) com a curva de referência de Koepnick *et al.* (1985) mostram excelente concordância com àquelas indicadas pelos estudos bioestratigráficos apoiados em nanofósseis calcários (Figura 11).

Hiatos reconhecidos através da análise bioestratigráfica entre o Eoceno superior e médio, caracterizado pela ausência das zonas N-460 e N-450, e entre o Mioceno superior e inferior, representado pela ausência das zonas N-620, N-590 e N-580, também foram identificados por descontinuidades na curva isotópica de estrôncio (Fig. 10). Estas descontinuidades podem estar associadas com discordâncias erosivas, embora esta não seja a única possibilidade. Seções condensadas, intervalos com taxas de sedimentação muito baixas em relação à resolução do método, geram paraconformidades. Estas superfícies também serão detectadas como lacunas, tanto na curva isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, como na seção bioestratigráfica.

Por outro lado, um hiato identificado através da bioestratigrafia na seção do Mioceno inferior do mesmo poço através da ausência da zona N-560, não foi detectado na curva de estrôncio (Fig. 11), o que pode ser atribuído à resolução menor da técnica em si ou ao intervalo de amostragem muito espaçado. Os resultados mostram que a estratigrafia de isótopos de estrôncio é uma ferramenta cronoestratigráfica robusta para a correlação e datação relativa de seqüências sedimentares marinhas, e atua como auxiliar no reconhecimento e/ou validação de hiatos significativos. No entanto, hiatos de menor expressividade podem não ser detectados apenas com a utilização deste método.

6.0 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As diferenças observadas entre os zoneamentos propostos para a Bacia de Pelotas podem ser atribuídas aos diferentes critérios e grupos taxonômicos utilizados pelos autores, bem como aos diferentes intervalos amostrais empregados, o que afeta diretamente a resolução bioestratigráfica

A principal descontinuidade identificada através da bioestratigrafia é o hiato entre o Cenomaniano inferior/Albiano- Santoniano/Turoniano, reconhecido por Koutsoukos (1982) na sondagem 1-SCS-3B, o qual corresponde a uma mudança paleoambiental, passando de ambientes de plataforma rasa e ocasionalmente parálicos, a ambientes mais profundos.

Evidências baseadas nas associações de foraminíferos planctônicos e nanofósseis apontam para um hiato na sucessão paleocênica, com maior amplitude temporal na porção norte da bacia, e possivelmente de origem erosiva. Um hiato de menor magnitude que o anteriormente referido corresponde ao topo do Eoceno inferior, o qual não parece estar associado a uma mudança paleoambiental importante. No Eoceno médio, em sedimentos depositados em ambiente de plataforma rasa, a resolução bioestratigráfica foi reduzida, possivelmente devido ao pequeno potencial de preservação de microfósseis de parede calcária em ambientes de deposição rasos.

Na seção neogênica, até o momento a mais detalhada em termos de bioestratigrafia, várias descontinuidades temporais foram reconhecidas na porção *offshore* da bacia com base no estudo dos foraminíferos planctônicos, as quais foram posicionadas na base do Mioceno inferior, entre o Mioceno inferior e médio, entre o Mioceno médio e superior e no limite Mioceno-Plioceno.

Dois hiatus reconhecidos a partir da aplicação da bioestratigrafia (Eoceno superior - médio e Mioceno superior - inferior) foram também identificados na curva isotópica de estrôncio. Estes podem estar associados com discordâncias erosivas, importantes na prospecção de reservatórios de hidrocarbonetos.

Assim, sugere-se que os estudos futuros busquem confirmar quais destas discontinuidades são de fato discordâncias erosivas. Isto pode ser realizado somando-se outras ferramentas exploratórias, tais como sismoestratigrafia, análise faciológica em testemunhos de sondagem e interpretação de perfis geofísicos. A micropaleontologia também pode constituir uma ferramenta nesta fase das pesquisas, auxiliando nas interpretações paleoambientais e paleobatimétricas, na busca de rápidos avanços dos sistemas mais proximais sobre os distais, característicos das desconformidades. Os estudos isotópicos representam uma ferramenta poderosa neste sentido, corroborando o dimensionamento dos hiatus identificados através da bioestratigrafia e proporcionando a obtenção de idades para os depósitos onde os microfósseis são escassos.

Em relação às propostas de zoneamento com base em foraminíferos planctônicos, em uma primeira avaliação, o esquema zonal padrão de Bolli & Saunders (1985) parece oferecer uma resposta mais satisfatória, em termos de resolução na Bacia de Pelotas se comparado ao esquema formulado para as bacias da margem continental brasileira. Para o biozoneamento com base em nanofósseis calcários recomenda-se a aplicação de um esquema zonal de cunho internacional, amplamente divulgado na literatura, como o Perch-Nielsen (1985). Assim, sugere-se enfaticamente o estudo de detalhe à luz dos avanços desenvolvidos nas últimas décadas em termos taxonômicos, avaliando de modo criterioso a adequação do arcabouço bioestratigráfico proposto pelos autores supracitados à realidade da sucessão de bioeventos na Bacia de Pelotas.

Um problema a ser abordado em pesquisas futuras é o da baixa precisão das correlações entre a parte proximal e distal, onde a bioestratigrafia pode contribuir de forma efetiva. Tendo em consideração a escassez de formas planctônicas na porção *onshore* da bacia, conforme relatado por diversos autores, o biozoneamento com base em foraminíferos bentônicos apresentou resultados promissores, como observado nas tentativas de Fernandes (1975) e Thiesen (1977). Recomenda-se também o fatiamento bioestratigráfico desta porção da bacia com base em palinomorfos e a caracterização das palinofácies, uma vez que os depósitos sedimentares desta região da bacia foram originados em ambientes rasos, propícios a serem hospedeiros de microfósseis de parede orgânica continentais, além dos organismos marinhos.

A caracterização das associações de foraminíferos bentônicos nos poços perfurados na porção emersa da bacia pode ser de grande valia no detalhamento paleoambiental dos depósitos, uma vez que a distribuição das biofácies destes organismos reflete características do ambiente deposicional dos sedimentos hospedeiros, tais como salinidade, nível de oxigenação e profundidade do corpo d'água. Associado à análise da distribuição dos foraminíferos bentônicos, a caracterização de palinofácies dos depósitos da porção emersa da bacia representa uma alternativa para seções onde a preservação dos microfósseis de parede calcária está comprometida por processos de dissolução.

Estudos isotópicos com o método $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ associado com análises isotópicas de carbono e oxigênio e estratigrafia química de elementos maiores, menores e traços, visando o refinamento das correlações e o reconhecimento de possíveis interferências nas determinações de idades causadas por processo pós-deposicionais podem auxiliar muito na correlação estratigráfica e no refinamento do posicionamento de eventos geológicos ao longo da sucessão sedimentar da Bacia de Pelotas se integrados aos dados de bioestratigrafia.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Centro de Microscopia Eletrônica da UFRGS pela obtenção das fotomicrografias, a H. Zerfass (CPRM) pela leitura crítica do texto, ao Dr. Rogério Loureiro Antunes e a um revisor anônimo pelas sugestões e questionamentos que contribuiram para a melhoria deste manuscrito.

GSAZ agradece ao PRH-12 pela infra-estrutura e a ANP pela bolsa de estudos. PAS e FCJ agradecem o auxílio do CNPq através de concessão de bolsas.

REFERÊNCIAS

- Abreu V. S. 1990. Bioestratigrafia do Terciário da Bacia de Campos, com base em foraminíferos planctônicos. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 235 p.
- Altiner D. & Savini R.R. 1995. Pennsylvanian foraminifera and biostratigraphy of the Amazonas and Solimões basins (north Brazil). *Revue de Paleobiologie*, **14**: 417-453.

- Anjos G.S. 2004. Bioestratigrafia (Foraminiferida) do Mioceno-Plioceno da Plataforma de Florianópolis, porção setentrional da Bacia de Pelotas. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 80 p.
- Antunes R.L. 1987. Bioestratigrafia dos nanofósseis calcários do meso e neocretáceo da porca emersa da Bacia do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **1**:3-11.
- Antunes R.L. 1984. Geohistória do paleocanyon da Fazenda Cedro (Bacia do Espírito Santo) Segundo dados biocronoestratigráficos. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, *Anais*, p. 670-684.
- Antunes, R.L. & Melo J.H.G. 2001. Micropaleontologia e estratigrafia de seqüências. *In*: H.J.P. S. Ribeiro (Ed.). *Estratigrafia de Sequências – fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, Editora Unisinos, p. 137-218.
- 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 e Simpósio do Terciário do Brasil, 1. *Boletim*, p. 12.
- Arai M. 2007. Sucessão das associações de dinoflagelados (Protista, Pyrrophyta) ao longo das colunas estratigráficas do Cretáceo das bacias da margem continental brasileira: uma análise sob ponto de vista paleoceanográfico e paleobiogeográfico. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 170 p.
- Bolli H.M. 1957. Planktonic foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad, B.W.I. *Bulletin of the United States National Museum*, **215**:97-123.
- Bolli H.M. & Saunders J.B. 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. *In*: H.M. Bolli; J.B. Saunders, K. Perch-Nielsen (eds.). *Plankton Stratigraphy*. Cambridge, Cambridge University Press, p. 155-262.
- Boltovskoy E., Thiesen Z.V., Madeira-Falcetta M. 1983. Foraminíferos de cuatro perforaciones de la planicie costera de Rio Grande do Sul (Brasil). *Pesquisas*, **15**: 127-149.
- 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.
- Chang H.K., Kowsmann R.O., Figueiredo A.M.F., Bender, A.A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the east Brazil Rift System: An overview. *Tectonophysics*, **213**:97-138.
- Chemale Jr. F., Costa K. B., Soliani Jr. E., Kawashita K., Castro G., Rodrigues R., Azevedo R. L., Johnson C., Lauca E. 2002. Estratigrafia química do Cenozóico da margem continental brasileira. Relatório 01/LGI-UFRGS (não publicado), 41p.

- Closs D. 1966. The presence and stratigraphical importance of the Orbulina surface in southern Brazil. *Notas e Estudos da Escola de Geologia de Porto Alegre*, **1**(2):3-8.
- Closs, D. 1967. Miocene planktonic foraminifera from southern Brazil. *Micropaleontology*, **13**(3):337-344.
- Closs D. 1970. Estratigrafia da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul. *Iheringia* (Série Geologia), **3**:3-37.
- Daemon, R.F. 1969. Estudo bioestratigráfico preliminar efetuado e sedimentos neogênicos dos poços 2-PS-1-RS (Palmares do Sul, RS) 2-MO-1-RS (Mostardas, RS) e 2-CI-1 (Cassino, RS). Petrobras, Distrito de Exploração do Sul. Relatório interno 390, p. 1-17.
- Daemon R.F. & Quadros L.P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 24, *Anais*, p. 359-412.
- Daemon R.F. & Contreiras C.J.A. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 25, *Anais*, p. 79-88.
- Deckelman A., Lou S., D'onfro P.S., Lahann R.W. 2006. Quantitative assessment of regional siliciclastic top-seal potential: A new application of proven technology in the Pelotas Basin, offshore Brazil. *Journal of Petroleum Geology*, **29**(1):83-96.
- Dias J.L., Silveira D.P., Sad A.R.E., Latgé M.A.L. 1994. Bacia de Pelotas: Estágio atual do conhecimento geológico. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**(1): 235-245.
- Farrell J.W.S., Clemens S., Gromet L.P., 1995. Improved chronostratigraphic reference curve of late Neogene seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. *Geology*, **23**:403-406.
- Fernandes J.M.G. 1975. O gênero *Uvigerina* (Foraminiferida) do Cenozóico superior na Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul, Brasil. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 121 p.
- Fischer T.V., Premaor E., Arai M., Souza P.A. 2007. Palinologia da Bacia de Pelotas: Dados preliminares sobre a seção paleocênica. *In: SBP, Congresso Brasileiro de Paleontologia*, 20, *Anais*, p. 232.
- Fontana R.L. 1987. Desenvolvimento termomecânico da Bacia de Pelotas e parte sul da Plataforma de Florianópolis. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Ouro Preto, 128p.
- Fontana, R.L. 1989. Evidências geofísicas da presença de hidratos de gás na bacia de Pelotas, Brasil. *In: SBGf, Congresso Brasileiro de Geofísica*, 1, *Revista Brasileira de Geofísica*, **7**(1): 93.
- Fontana R.L. 1990. Investigações geofísicas preliminares sobre o Cone do Rio Grande, Bacia de Pelotas, Brasil. *Acta Geológica Leopoldensia*, **13**(6): 161-170.

- Fontana R.L. 1996. Geotectônica e sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis. Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado. 214 p.
- Gomide J. 1982. Bioestratigrafia no nanoplâncton calcário da bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **25**:129-137.
- Gomide J. 1989. Bacia de Pelotas - Biocronoestratigrafia baseada em nanofósseis calcários. In: SBP, Congresso Brasileiro de Paleontologia, 11, *Anais*, p. 338-351.
- Koepnick R. B., Burke W. H., Denison R. E., Hetherington E. A., Nelson H. F., Otto J. B., Waite L. E. 1985. Construction of the seawater [87]Sr/[86]Sr curve for the Cenozoic and Cretaceous: Supporting data. *Chemical Geology*, **58**(1-2):55-81.
- Kotzian S.B. & Eilert V.P. 1985. Ostracodes mio-pleistocênicos da perfuração Chuy n. 364, Bacia de Pelotas), Uruguai. *Acta Geologica Leopoldensia*, **20**:81-94.
- Kowsmann R.O. Francisconi O., Leyden R. 1974. Refração sísmica marinha nas bacias de Pelotas, Santos Sul e na Plataforma de Torres. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, *Anais*, p. 283-295.
- Koutsoukos E.A.M. 1982. Geohistória e paleoecologia das bacias marginais de Florianópolis e Santos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, *Anais*, p. 2369-2382.
- Lamb J.L. & Miller T.H. 1984. Stratigraphic significance of Uvigerinid foraminifers in the western hemisphere. *The University of Kansas Paleontological Contributions*, **66**: 1-99.
- Madeira-Falcetta M. & Thiesen Z.V. 1988. Foraminíferos da perfuração 2-GAst-1A-RS, Bacia de Pelotas. *Pesquisas*, **21**:49-59.
- Melo J.H.G. & Loboziak S. 2003. Devonian-Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, Northern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **124**: 131-202.
- Mello e Sousa S. H., Fairchild T. R., Tibana P. 2003. Cenozoic biostratigraphy of larger foraminifera from the Foz do Amazonas Basin, Brazil. *Micropaleontology*, **49**(3):253-266.
- Mesquita A.C.F. 1995. Microbioestratigrafia do Terciário da bacia de Santos, com base em foraminíferos planctônicos. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 167 p.
- Meyer K.E.B., Souza P.A., Cwik M.R., Menezes T.R., Buchmann F.S. 2006. Palinofácies e processos deposicionais em sedimentos de fundo da Lagoa dos Quadros, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**(4): 613-622.

- NACSN (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature). 2005. North American Stratigraphic Code. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **89**(11):1547-1591.
- Noguti I. & Santos J.F. 1972. Zoneamento preliminar por foraminíferos planctônicos do Aptiano ao Mioceno na plataforma continental do Brasil. *Boletim Técnico da Petrobras*, **15**(3):265-283.
- Oliveira L.C.V. & Costa S.O. 1997. Proposal of new biostratigraphic units based on calcareous nannofossils for the Maastrichtian of the Santos Basin (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **69**:37-58.
- Ornellas L.P. 1981. Os ostracodes e seu significado na interpretação dos eventos cenozóicos na bacia de Pelotas, RS: transgressões, regressões, paleoecologia e bioestratigrafia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 217 p.
- Perch-Nielsen K. 1985. Cenozoic calcareous nannofossils. In: H.M. Bolli, J.B Saunders, K Perch-Nielsen. *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, p.: 427-554.
- Posamentier H.W. & Vail P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tracts models. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, H.W. Posamentier, J.C. Van Wagoner, C.A. Ross, C.G. Kendall. *Sea-level changes: an integrated approach*, SEPM Special Publication, 42: 125-154.
- Premaor E., Fischer T.V., Arai M., Souza P.A. 2007. Palinologia da Bacia de Pelotas: Dados preliminares sobre a seção cretácica. In: SBP, Congresso Brasileiro de Paleontologia, 20, *Anais*, p. 231.
- Regali M.S.P., Uesugui, N., Santos A.S. 1974. Palinologia dos Sedimentos Meso-Cenozóicos do Brasil (I). *Boletim técnico da Petrobras*, **17**(3): 177-191.
- Richards M., Bowman M., Reading H. 1998. Submarine-fan systems I: Characterization and stratigraphic prediction. *Marine and Petroleum Geology*, **15**:689-717.
- Rios-Netto, A.M. 1993. Caracterização bioestratigráfica do limite Oligoceno-Mioceno nas bacias marginais brasileiras. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **65**(4): 407-411.
- Rosa A.P. 2007. Interpretação sísmo-estratigráfica da porção da Bacia de Pelotas que engloba o Cone do Rio Grande e a avaliação do seu potencial petrolífero Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual do Norte Fluminense, 252 p.
- Sad A.R.E., Silveira D.P., Machado M.A., Silva S.R.P., Maciel R.R. 1998. Marine gas hydrates along the Brazilian coast. In: AAPG International conference and Exhibition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **82**(10): 1423.

- Sanguinetti, Y.T. 1980. Bioestratigrafia (ostracodes) do Mioceno da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul. *Pesquisas*, **13**:7-34.
- Shanmugam, G., 1988, Origin, recognition and importance of erosional unconformities in sedimentary basins. *In*: K.L. Kleinspehn and C. Paola (eds.). *New perspectives in basin analysis*: New York, Springer-Verlag, p. 83-108.
- Shimabukuro S., Richter A. J., Gomide J. 1985. Nanofósseis calcários: bioestratigrafia do Mioceno ao Pleistoceno na plataforma continental brasileira. *In*: *Departamento Nacional da Produção Mineral. Coletânea de Trabalhos Paleontológicos*, **27**(2):491-501.
- Thiesen, Z.V. 1977. Bolivinitidae e Caucasinidae (Foraminiferida) do Cenozóico superior da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, **2**(3):8-32.
- Troelsen J.C. & Quadros L.P. 1971. Distribuição bioestratigráfica dos nanofósseis marinhos (Aptiano/Mioceno) do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **43**: 577-609.
- Veizer J., Buhl D., Diener A., Ebner, S., Podlaha O.G., Bruckshen P, Jasper, T., Korte C., Schaaf M., Ala D., Azmy K. 1997. Strontium isotope stratigraphy: potential resolution and event correlation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **132**:65-77.
- Villwock J.A. & Tomazelli L.J. 1995. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Técnicas*, **8**:1-45.
- Viviers M.C. & Abreu W.S. 1995. Os macroforaminíferos nas bacias da margem equatorial brasileira: Uma contribuição a bioestratigrafia do Neogeno. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **67**(3):393.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de situação da porção brasileira Bacia de Pelotas, com a Planície Costeira do Rio Grande do Sul, que representa a parte emersa da bacia, hachurada.

Figura 2 – Síntese dos estudos micropaleontológicos efetuados na seção pré-Quaternária da Bacia de Pelotas.

Figura 3 – Comparação entre as propostas de biozoneamento baseadas em foraminíferos bentônicos para os poços perfurados na porção emersa da Bacia de Pelotas.

Figura 4 – espécies-índice de foraminíferos planctônicos identificadas na sondagem 2-RSS-1. **1.** *Catapsydrax dissimilis* (vista umbilical); **2.** *Globigerina praebulloides occlusa* (vista umbilical); **3.** *Globigerinatella insueta*; **4.** *Globigerina venezuelana*; **5.** *Globigerinoides bisphericus*; **6.** *Orbulina suturalis*; **7a,b.** *Praeorbulina glomerata circularis*; **8.** *Praeorbulina transitoria*; **9.** *Globorotalia obesa* (vista umbilical); **10.** *Globorotalia fohsi peripheroronda*. A escala corresponde a 100 µm.

Figura 5 – Unidades bioestratigráficas, litoestratigráficas e seqüências deposicionais da seção cretácica da Bacia de Pelotas.

Figura 6 – Unidades litoestratigráficas, seqüências deposicionais e arcabouço bioestratigráfico para a seção paleogênia da Bacia de Pelotas.

Figura 7 – Distribuição das biozonas de nanofósseis identificadas por Gomide (1989) para a seção do Paleogeno da Bacia de Pelotas.

Figura 8 – Unidades litoestratigráficas, seqüências deposicionais e unidades bioestratigráficas da seção neogênica da Bacia de Pelotas.

Figura 9 – Distribuição das biozonas de nanofósseis reconhecidas por Gomide (1989) para a seção neogênica dos poços *onshore* da Bacia de Pelotas.

Figura 10 – Comparação entre a estratigrafia de isótopos de estrôncio e a bioestratigrafia de nanofósseis para uma sondagem *offshore* da Bacia de Pelotas.

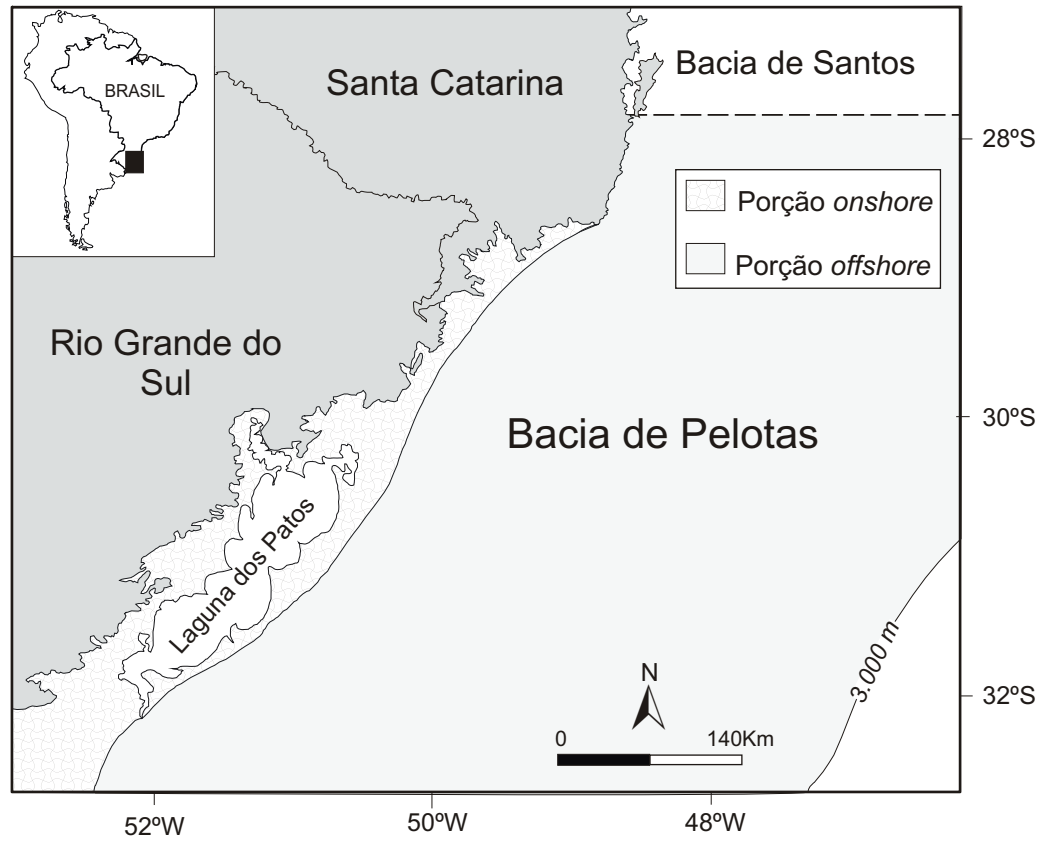


Figura 1

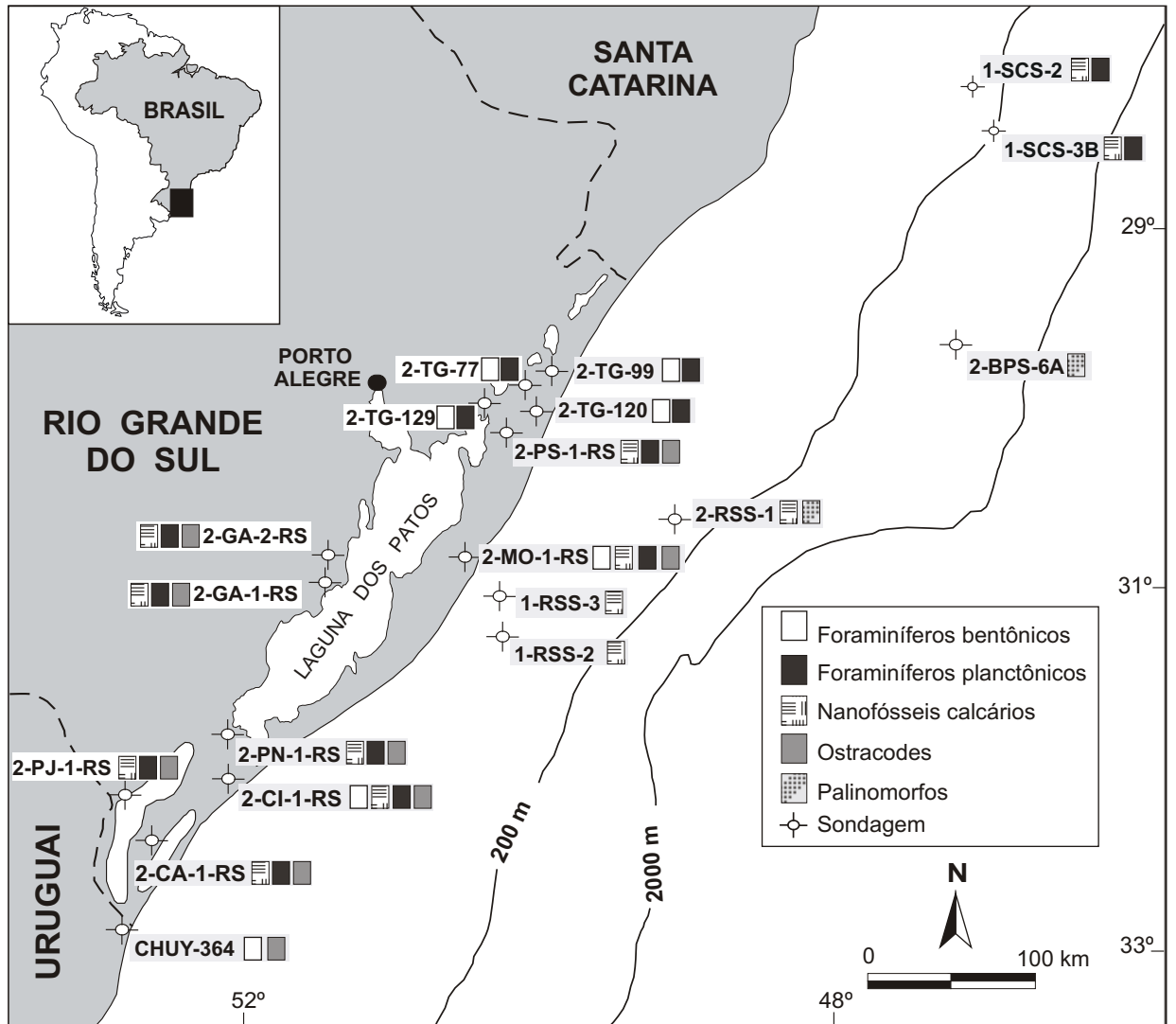


Figura 2

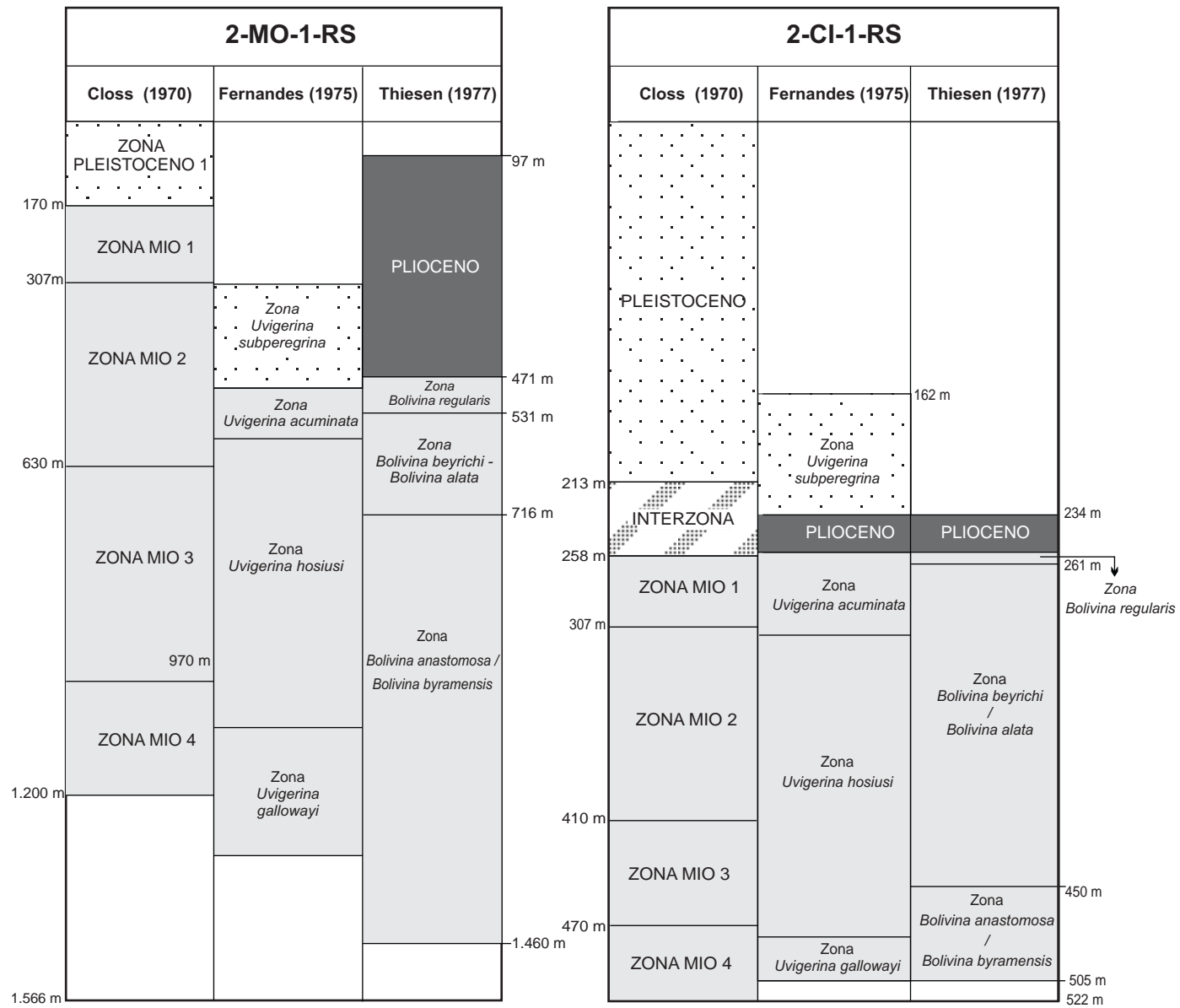


Figura 3

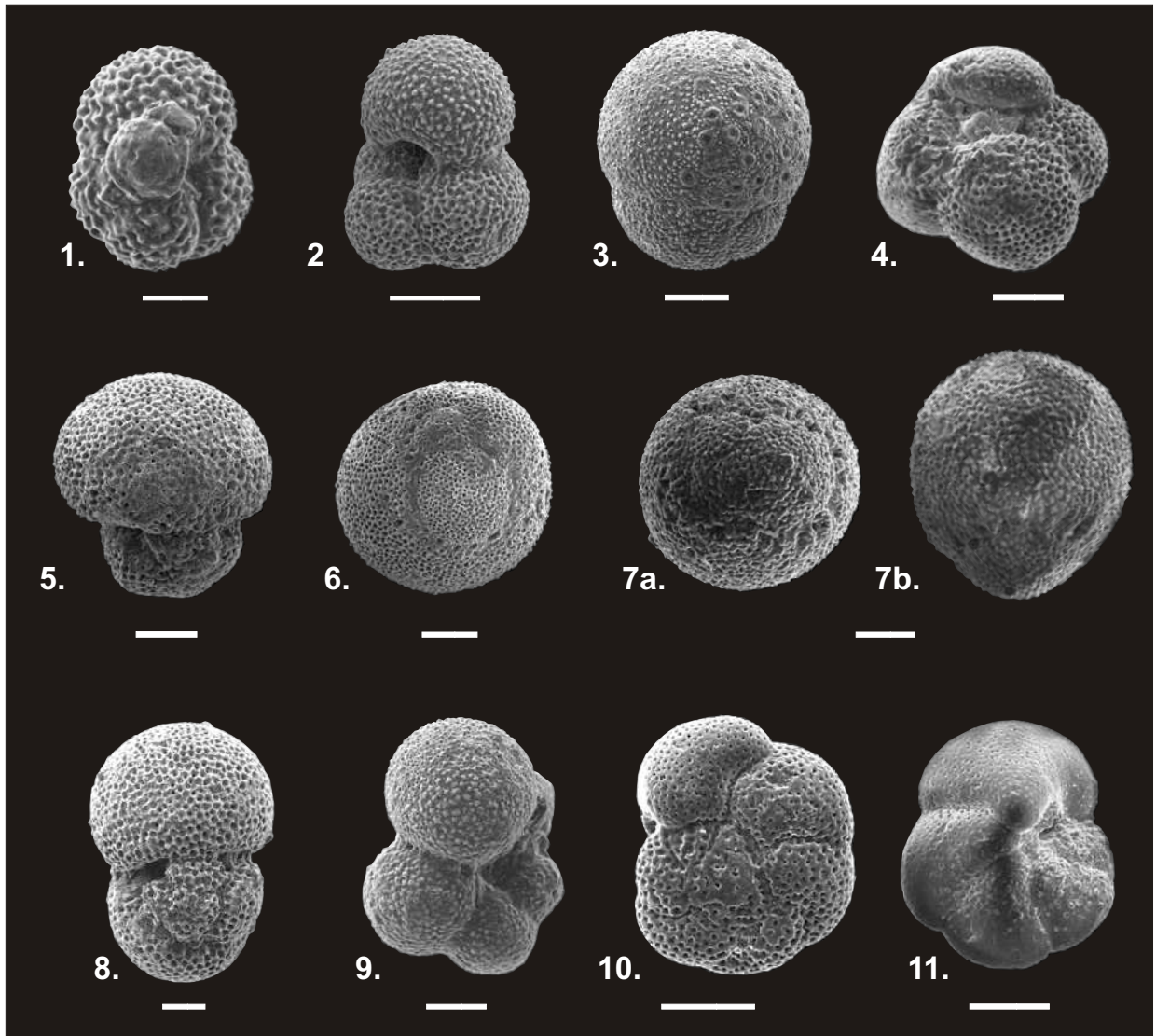


Figura 4

Cronoestratigrafia		Litoestratigrafia (Dias <i>et al.</i> , 1994)	Estratigrafia de Sequências Fontana (1996)	Zonas de foraminíferos planctônicos Koutsoukos (1982)	Zonas de nanofósseis Gomide (1989)	
PALEOGENO						
CRETÁCEO	SUPERIOR	Maastrichtiano	Sequência Maastrichtiano sup./ Paleoceno inferior	<i>Gr. pusilla pusilla</i> (F-230) <i>Gr. pseudobulloides</i> (F-220)	<i>Cruciplacolithus tenuis</i> (N-320) <i>Arkangelskiella cymbiformis</i> (N-290) <i>Quadrum trididum</i> (N-280)	
		Campaniano	Sequência Campaniano inferior / Maastrichtiano superior	<i>Globotruncana contusa</i> (F-150) <i>Globotruncana fornicata</i> <i>Globotruncana coarctata</i> (F-130)	<i>Aspidolitus parvus constrictus</i> (N-270) / <i>Eiffelithus eximius</i> (N-265)	
				SEM FORMAS DIAGNÓSTICAS		
				Sequência Turoniano sup. / Coniaciano inf.-Campaniano Inf.	<i>Hedbergella delrioensis</i> (F-120)	<i>Marthasterites furcatus</i> (N-260)
		Santoniano				
	Coniaciano					
	INFERIOR	Turoniano				
		Cenomaniano	Sequência Albiano inf.-Médio. / Turoniano sup.-Coniaciano inferior		SEM FORMAS DIAGNÓSTICAS	<i>Corollithion achylosum</i> (N-255.2)
						<i>Nannoconus truitti</i> N-250
		Albiano				
Aptiano		Sequência Aptiano inferior / Albiano inferior-Médio	Fm. Portobelo			
	Fm. Ariri Fm. Curumim			ESTÉRIL		
Barremiano	Fm. Cassino					
Hauteriviano	Fm. Serra Geral Fm. Imituba					
Vahingiano						

Figura 5

Cronoestratigrafia		Litoestratigrafia (Dias <i>et al.</i> , 1994)	Estratigrafia de seqüências (Fontana, 1996)	Zonas de foraminíferos plantônicos (Koutsoukos, 1982)	Zonas de nanofósseis Gomide (1989)	
NEOGENO				<i>Globorotalia kugleri</i> (F-510)	<i>Troquetrohabdulus carinatus</i> (N-550)	
P A L E O G E N O	OLIGOCENO	Fm. Imbé	Seqüência Oligoceno sup.	<i>Globigerina ciperoensis</i> (F-430)	<i>Sphenolithus ciperoensis</i> (N-540)	
			Seqüência Oligoceno inf. / Oligoceno sup.		SEM FORMAS DIAGNÓSTICAS	<i>Sphenolithus pseudoradians</i> (N-530)
	Rupeliano		<i>Globigerina ampliapertura</i> (F-410) / <i>Globorotalia cerroazulensis</i> (F-360)	<i>Reticulofenestra umbilica</i> (N-510)		
	E O C E N O	Priaboniano		<i>Gt. Seminvoluta</i> (F-370) / <i>Truncorotaloides rohri</i> (F-360)	<i>Discoaster barbadiensis</i> (N-470)	
		Bartoniano	Fm. Imbé		<i>Orbulinoides beckmanni</i> (F-350)	<i>Micrantonolithus procerus</i> (N-460)
	Luteciano		Seqüência Eoceno inferior / Eoceno médio-superior	<i>Globigerinoides higginsii</i> (F-340) (parte superior)	<i>Chiasmolithus grandis</i> (N-450)	
	Ypresiano	Fm. Cidreira	Seqüência Paleoceno sup./ Eoceno inf.	<i>Globorotalia wilcoxensis</i> (F-310)	<i>Discoaster lodoensis</i> (N-430)	
	PALEOCENO	Thaneciano		Seqüência Paleoceno inf./ Paleoceno sup.	<i>Globorotalia pusilla pusilla</i> (F-230) / <i>Globorotalia pseudobulloides</i> (F-220)	<i>Marthasterites tribrachiatus</i> (N-420)
		Selandiano				<i>Discoaster diastypus</i> (N-410)
		Daniano				<i>Fasciculithus</i> spp. (N-350)
CRETÁCEO				<i>Heliolithus kleinpelli</i> (N-340) / <i>Cruciplacolithus tenuis</i> (N-340)	<i>Arkangelskiella cymbiformis</i> (N-290)	

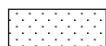
Figura 6

Idade		Zonas de nanofósseis	SE NW				
			Poços				
			1-RSS-2	1-RSS-3	2-RSS-1	1-SCS-3B	1-SCS-2
Oligoceno	Neo	N-540 (<i>Sphenolithus ciperoensis</i>)					
		N-530 (<i>Sphenolithus distentus</i>)					
	Eo	N-520 (<i>Sphenolithus pseudoradians</i>)					
		N-510 (<i>Reticulofenestra umbilica</i>)					
Eoceno	Neo	N-470 (<i>Discoaster barbadiensis</i>)					
		N-460 (<i>Micrantonolithus procerus</i>)					
	Meso	N-450 (<i>Chiasmolithus grandis</i>)					
		N-440 (<i>Chiasmolithus gigas</i>)					
	Eo	N-430 (<i>Discoaster lodoensis</i>)					
		N-420 (<i>Marthasterites tribrachiatus</i>)					
N-410 (<i>Discoaster diastypus</i>)							
Paleoceno	Neo	N-350 (<i>Fasciculithus spp.</i>)					
	Meso	N-340 (<i>Heliolithus kleinpellii</i>)					
	Neo	N-320 (<i>Cruciplacolithus tenuis</i>)					

Legenda:



Ocorrência



Ocorrência questionável



Hiato

Figura 7

Cronoestratigrafia		Litoestratigrafia (Dias <i>et al.</i> , 1994)	Estratigrafia de seqüências (Fontana, 1996)	Zonas de foraminíferos planctônicos		Zonas de Nanofósseis Gomide (1989)	
				(Koutsoukos, 1982) Porção norte da bacia	(Anjos, 2004) Porção norte da bacia		
NEOGENO	HOLOCENO		Seqüência Plioceno/Holoceno	NÃO AMOSTRADO	NÃO AMOSTRADO		
	PLEISTOCENO					N-720	
		PLIOCENO	Gelasiano		<i>Globorotalia truncatulinoides</i>	SEM FORMAS DIAGNÓSTICAS	N-670
			Piacenziano			<i>Gs. trilobus fistulosus</i> <i>Gr. margaritae evoluta</i>	N-650
	MIOCENO	SUPERIOR	Fm. Imbé	Seqüência Mioceno superior/Plioceno	<i>Globoquadrina altispira altispira</i>		N-640
			Fm. Imbé			<i>Globorotalia acostaensis</i> <i>Globorotalia menardii</i>	N-630
		MÉDIO	Fm. Cidreira	Seqüência Mioceno médio/Mioceno superior	<i>Globorotalia mayeri</i> (parte sup.) <i>Globorotalia peripheroacuta</i>	<i>Globorotalia mayeri</i> <i>Globigerinoides ruber</i>	N-590
				Seqüência Mioceno inferior/Mioceno médio	<i>Globorotalia peripheroronda</i> <i>Praeorbulina glomerosa</i> (parte sup.)	<i>Globorotalia fohsi robusta</i> <i>Globorotalia fohsi fohsi</i>	N-580
		INFERIOR	Fm. Imbé	Seqüência Oligoceno superior/Mioceno inferior	<i>Globigerina rohri</i> (parte inferior)	<i>Catapsydrax stainforthi</i>	N-570
					<i>Globorotalia kugleri</i>	<i>Catapsydrax dissimilis</i>	N-560
	OLIGOCENO					N-550	

Figura 8

Idade	Zonas de nanofósseis	SE NW							
		Poços							
		2-CA-1-RS	2-PJ-1-RS	2-CI-1-RS	2-GA-1-RS	2-GA-2-RS	2-MO-1-RS	2-PS-1-RS	2-PN-1-RS
Pleistoceno	N-720 (<i>Gephyrocpsa oceanica</i>)								
Plioc.	Neo N-670 (<i>Discoaster broweri</i>)								
	Eo N-650 (<i>Reticulofenestra psuedoumbilica</i>)								
Mioceno	Neo N-640 (<i>Discoaster quinqueramus</i>)								
	Meso	N-630 (<i>Discoaster hamatus</i>)							
		N-590 (<i>Cyclicargolithus floridanus</i>)							
		N-580 (<i>Sphenolithus heteromorphus</i>)							
	Eo N-570 (<i>Helicosphaera ampliaperta</i>)								

Legenda:



Ocorrência



Ocorrência questionável



Hiato

Figura 9

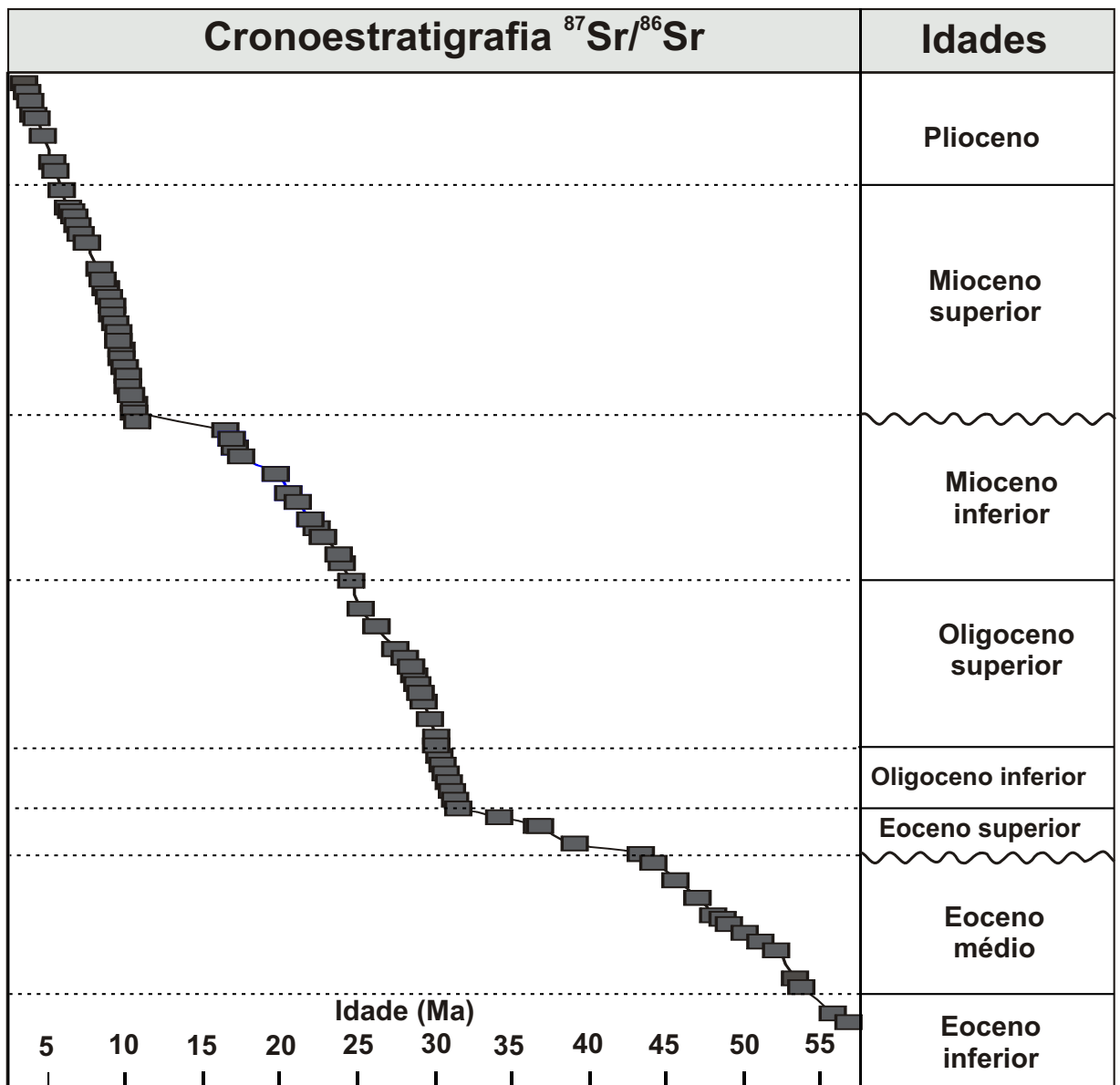


Figura 10

POST-DEPOSITIONAL EFFECTS ON THE MICROSTRUCTURE AND STABLE ISOTOPES IN PLANKTONIC FORAMINIFERA TESTS FROM THE MIOCENE OF THE PELOTAS BASIN, SOUTHERN BRAZIL

Geise de Santana dos Anjos Zerfass¹

¹ Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Av. Bento Gonçalves, 9500, Bloco I, Cx.P. 15001. Porto Alegre, 91501-970, RS, Brazil +55 51 33086372.

Farid Chemale Jr.²

² Laboratório de Geologia isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, 91501-970, Brazil.

Candido A. V. Moura³

³ Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Departamento de Geoquímica e Petrologia. Rua Augusto Corrêa nº 1, Guamá, 66075-900 - Belém, 8608, Brazil

ABSTRACT

An evaluation of the textural and geochemical characteristics of Miocene age planktonic foraminifera tests (*Orbulina universa* and *Globigerinoides trilobus*) from drill holes of the Pelotas Basin is presented herein. SEM and BSE imaging, EDS, and $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ stable isotope analyses of the tests revealed a variety of microtextures and geochemical patterns related to post-depositional effects. Using these methods, the stable isotopes, microstructures and chemical information allowed the recognition of two different groups, namely (i) well-preserved microfossils with no diagenetic alteration and (ii) altered microfossils. The combined SEM, BSEM, EDS and isotope data are therefore useful for the better characterization of unaltered forms, as they apply to paleoenvironmental studies in the Pelotas Basin and elsewhere.

The characterization of the distinct types of diagenetic changes and their textural products provides a guideline for the evaluation of the diagenetic effects of deeply buried fossil foraminifera.

Key-words: planktonic foraminifera – diagenesis – Miocene - Pelotas Basin

1. INTRODUCTION

The chemical and isotopic compositions of planktonic foraminifera tests are widely used as paleoclimatic and paleoceanographic proxies. However, the susceptibility of foraminifera tests to post-depositional processes, such as dissolution and precipitation of secondary phases, makes it difficult to interpret the paleoenvironmental data (Lohmann, 1995; Brown & Elderfield, 1996; Shieh *et al.*, 2002).

The more significant alterations caused by diagenesis in the marine organism tests are dissolution and neomorphism of aragonite to calcite, which cause changes in the trace element composition such as strontium and magnesium removal (Faure, 1986). Diagenesis acts to alter the paleoceanographic signal of the foraminifera calcite test, since the precipitation of secondary calcite and the dissolution of the tests tend to shift the oxygen isotopic composition towards a negative direction, resulting in warmer $\delta^{18}\text{O}$ -derived paleotemperatures (Savin & Douglas, 1973; Killingley, 1983; Williams *et al.*, 2005). The addition of secondary calcite presents a high potential of changing the Mg/Ca ratio, while the inorganic calcite has a higher proportion of magnesium than the biogenic calcite, causing erroneous paleotemperature estimates (Sexton *et al.*, 2006).

The presence of overgrowths and/or neomorphic calcite on the micrometric scale is sometimes impossible to detect under binocular microscope (Sexton *et al.*, 2006; Williams *et al.*, 2007). Consequently, the foraminifera tests presenting this class of alteration preserve the microstructural features and, as a result, are frequently assumed to be well preserved. However, scanning electron microscopy constitutes an efficient method for appraising the diagenetic effects in materials presenting a systematic structure such as the biogenic carbonates, for which the good preservation of the morphological characteristics indicates sample integrity (McArthur, 1994). This technique is widely used in the evaluation of fossil foraminifera preservation (Adelseck, 1978; Sexton *et al.*, 2006, Williams *et al.*, 2007).

This paper presents an evaluation of the post-depositional effects on the microstructure and isotopic composition of two common species of planktonic foraminifera, *Globigerinoides trilobus* and *Orbulina universa*, using SEM, stable isotope evaluation and EDS data. Furthermore, we present an image guide to the differences between the various states of preservation.

2. REGIONAL SETTING

The Pelotas Basin corresponds to the portion of the South American continental margin between 28°40'S and 34°S, limited to the north by the Florianópolis High, Brazil, and to the south by the Polonio High, Uruguay (Kowsmann *et al.*, 1974; Rosa, 2007). The basin has an area of about 210,000 km² at the isobath of 2,000 m, for which about 40,000 km² occurs as an emerged area (Figure 1).

The chronostratigraphic interval focused on in this paper corresponds to the Miocene, according to the relative dating presented by Chemale Jr. *et al.* (2002) and Anjos-Zerfass *et al.* (in prep.). In terms of the lithostratigraphic framework, this interval is situated in the context of Cidreira and Imbé formations that constitute the regressive depositional sequence of the basin (Bueno *et al.* 2007). The Cidreira Formation consists of clastic depositions in transitional environmental settings with ages ranging from Turonian to Holocene, while the Imbé Formation corresponds to shales with intercalated turbiditic sandstones with ages ranging from Turonian to Recent (Dias *et al.* 1994).

3. MATERIALS AND METHODS

A total of 66 samples were collected from five wells drilled at the Pelotas Basin, southernmost Brazil, with four in the offshore segment of the basin and one in the onshore portion (Figure 1). Samples from drill-holes 1A, 2A, 3A and 2-TG-96-RS are cutting samples, while the samples from 2-TG-96-RS and #01 are from sediment cores. Scanning electron microscopy analyses was carried out in the foraminifera tests from 57 samples, while isotopic analyses were performed in the tests recovered from 46 samples (Figure 2).

Samples were immersed in an aqueous solution of 10% H₂O₂ to disaggregate the sedimentary particles. Planktonic specimens were hand-picked under the stereomicroscope from the sediments of a >150 µm sieve fraction. Apparently well-preserved specimens were separated for isotopic analyses and then ultrasonically cleaned with ultrapure (Milli-Q) water to remove particles adhered to the tests.

EDS analyses and BSE (back-scattered electron) and SEM (scanning electron microscope) imaging were carried out at the Electron Microscopy Center of the UFRGS with JEOL JSM 5800 (BSE and EDS) and JEOL JSM 6060 (SEM) microscopes. Energy dispersion spectrometry (EDS) mapping was performed in specimens presenting oxidized coatings in order to characterize the chemical composition and superficial

distribution of the contaminant phases. Scanning electron microscope (SEM) imaging was applied to document the microstructural features of the *Globigerinoides trilobus* and *Orbulina universa* specimens of planktonic foraminifera. These species were for the microstructural analyses in view of the fact that they are widely used in paleoenvironmental and paleoceanographic reconstructions and are conspicuous in the studied samples.

Carbon and oxygen isotope analyses were carried out in 54 monogeneric samples, of which 26 samples were from drill-hole 1A, 26 samples were from drill-hole 2A and two samples were from the well #01. Isotopic analyses were performed at the Isotope Geology Laboratory of the Federal University of Pará, Brazil (Para-Iso). CO₂ gas was extracted from the foraminifera tests (1 - 6 individuals) with 100% orthophosphoric acid at 70°C, using an on-line KIEL-III system coupled to the mass spectrometer Finnigan MAT 252. The results are reported in the conventional δ notation as per mil (‰) relative to the Chicago PDB standard. The analysis of the standard NBS-19, during the course of this study, gave average $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of 2.0‰ and -2.13‰, respectively. The uncertainties of the isotope measurements are better than 0.07‰ for carbon and 0.14‰ for oxygen, based on replicated analysis of the NBS-19 carbonate standard.

Regarding the terminology, we followed the nomenclature proposed by Sexton *et al.* (2006) to describe the processes that involves the addition of inorganic calcite to the foraminifera calcite. The term “neomorphism” was used instead of “recrystallization,” while the term “cementation” was assigned to the growth of inorganic calcite crystals from the micrometric scale to complete chamber filling.

4. RESULTS AND DISCUSSION

4.1 Scanning Electron Microscopy

The differentiation between distinct types of diagenetic changes is essential for the recognition of the processes that cause obliteration of the microfossiliferous record. In this context, the evaluation of microstructure preservation promotes the study of the nature of post-depositional processes. Indeed, is important to define the characteristic patterns of a species before being able to recognize the alterations caused by diagenesis.

In terms of microstructural characteristics, *Orbulina universa* presents pore-like apertures scattered across the surface of the last chamber surface, which is densely

perforated and commonly presents pores of two different sizes (Bolli & Saunders, 1985; Kennett & Srinivasan, 1983). As opposed to some authors who consider the bilobate forms of *Orbulina* as a separate species (*Orbulina bilobata*), we follow the taxonomic descriptions of Stainforth *et al.* (1975) and Bolli & Saunders (1985), both of whom consider these forms as a variation of *Orbulina universa*.

Globigerinoides trilobus subspecies are distinguished only by the morphology of the final chamber, which is larger than the other chambers combined in the subspecies *trilobus*, is slightly smaller when compared with *trilobus* in the subspecies *immaturus* and is sac-like in the subspecies *sacculifer* (Bolli & Saunders, 1985). On the other hand, considering the microstructural features of the wall, the three subspecies are identical. The microstructure of *Globigerinoides trilobus* corresponds to a densely perforated wall with a cancellate pattern and pores situated in well-developed pore pits separated by interpore elevations (Kennett & Srinivasan, 1983).

Signals of mechanical alterations were observed in specimens of both studied genera. The removal of parts of the outer surface of the test was observed mostly in *Globigerinoides* specimens, while breakage was more commonly observed in *Orbulina* specimens. Peeling can be an artifact of the sample preparation, and it acts to obliterate the original texture of the test by means of exposing the internal layers that present attenuated topography (Sexton *et al.*, 2006). Breakage occurs due to the fragility of the tests under mechanical abrasion or as a consequence of the infilling by calcitic cements.

Three types of chemical alteration were observed in the tests collected at different levels of the studied drill-holes: (1) oxidized coating and/or pyrite infilling; (2) dissolution; and (3) infilling by inorganic calcite/ neomorphism of the biogenic calcite to an inorganic one.

Well-preserved specimens especially occurred between 1,044 and 1,314 mbsf in drill-hole 1A and between 2,142 and 2,448 mbsf in drill-hole 2A. In the samples of the other studied wells, conversely, the occurrence of well-preserved tests was rare, as most of the specimens presented visible diagenetic alterations under stereomicroscopy.

The tests exhibiting oxidized coatings commonly occurred in association with well-preserved specimens and were observed only in samples collected at levels higher than 1,548 mbsf of well 1A and along drill-hole 2A. These tests are characterized by spots of orange color, sometimes coating the whole test surface. The textural features were usually well-preserved but often presented aspects of oxidized films or crusts that obstructed pores and, occasionally, completely obliterated the test texture (Figure 3).

Pyrite occurred as infillings and granules disseminated over and in the tests, generally in specimens that presented oxidized spots that were taken from the intervals between 1,224 and 1,314 mbsf in drill-hole 1A and between 2,664 and 2,700 mbsf in drill-hole 2A (Figure 3).

With the increase of burial depth, the tests presented a rising degree of pervasive neomorphism and cementation, with overgrowths of calcite and obliteration of pores and apertures due to secondary carbonate precipitation. Tests presenting a reduction of pore sizes and carbonate infilling and/or overgrowths were also observed in depths below 1,332 mbsf in well 1A and below 2,502 mbsf in drill-hole 2A. SEM images revealed textural alterations in the wall structures of tests presenting neomorphism features, with increases in crystal size, given the aspect of an equant mosaic of crystals, as previous observed by Budd *et al.* (1993) in benthic specimen tests. Figures 4 and 5 illustrate specimens presenting features of cementation and recrystallization with pore obstruction, secondary calcite infilling and complete obliteration of the micro-texture.

The above-mentioned alteration features are strongly related to the chemical/isotopic changes; therefore, they are better discussed in association with the energy dispersive spectrometry and stable isotope data.

Foraminifera tests exhibiting features of dissolution were observed in the samples collected in well 2-TG-96-RS, in some samples collected at the higher levels of drill-hole 1A (above 1,224 mbsf) and in a few tests of the 3A and #01 samples. Samples from the 2-TG-96-RS well presented indications of pervasive dissolution, whereas the dissolution features were moderate to subtle in the samples of the 1A drill-hole. Specimens of *Globigerinoides trilobus* and *Orbulina universa* from the 2-TG-96-RS and 3A drill-holes were observed showing features of dissolution (Figure 6), since the initial stages of dissolution with relief destruction, up to the most advanced stages of dissolution, are characterized by fissures in the funnel walls, enlargement of the pores and flattened interpore areas predominantly near the sutures. In the samples of drill-hole 1A, the dissolution features are less important and are characterized by small fissures at the pore pit walls, while the dissolution features in drill-hole 2A were not verified.

According to Collen & Burgess (1979), dissolution begins with the removal of the external layers of the test by the smoothing of the surface and, subsequently, the accentuation and widening of the sutural pores. This process is strongly related to the distribution of the pores, which constitute weak points. Consequently, finely perforated

species such as *Orbulina universa* and *Globigerinoides trilobus* are intensely affected by dissolution.

Dissolution constitutes one of the most important post-depositional processes affecting the planktonic foraminifera. According to Williams *et al.* (2007), the dissolution of the tests can provide the carbonate for the precipitation of diagenetic calcite. During diagenesis, the primary calcite is dissolved, and it is substituted by secondary calcite precipitates in isotopic equilibrium with the pore fluids (Schrag *et al.*, 1995). The dissolution of foraminifera tests occurs due to the interaction of the tests with the pore waters sub-saturated in calcium carbonate, as secondary calcite precipitation is supplied by pore water ions (Collen & Burgess 1979).

The morphology of the test also influences the resistance to the dissolution, since the species with more densely perforated walls and larger pores are more susceptible than the compact tests with thick walls (Hecht *et al.*, 1975; Stainforth *et al.*, 1975). *Orbulina universa* and *Globigerinoides trilobus* are included among the planktonic foraminifera most affected by dissolution.

The occurrence of tests presenting dissolution features was observed in the most proximal wells (onshore, 2-TG-96-RS; shallow platform, 3A, #01 and 1A). Furthermore, the mentioned alteration occurs in the shallower depths of the wells. In this position of the basin, it is reasonable to assume that the dissolution processes on the carbonate bioclasts may be driving meteoric water infiltration. According to Morad *et al.* (2000), widespread areas of the platform can be exposed by regressive events, and, as a result, there might be increases in the recharge zones and consequently in the input of meteoric water.

Dissolution could take place during the early diagenetic stage, as there was verified to be an important regressive event in the middle and late Miocene (Dias *et al.*, 1994). Alternatively, this type of alteration could be produced during telodiagenesis. More recent regressive events reported to the early/late Pliocene (Dias *et al.*, 1994) corroborate this assumption.

In diagenetic environments with variable conditions, complex sequences of events can occur. In this way, foraminifera tests can present signals of different diagenetic processes, as with the dissolution followed for calcite crystal overgrowth as previous observed by Collen & Burgess (1979).

4.2 Energy Dispersive Spectrometry Analyses

Energy dispersive spectrometry analyses were carried out in specimens collected from 28 samples, of which 11 samples were from drill-hole 1A, 11 samples were from drill-hole 2A, four samples were from well #01 and two samples were from 3A. Punctual analyses carried out in tests with visible signals of neomorphism in SEM had shown that their chemical compositions did not suffer alterations, at least for the levels of major elements (Figure 7).

Specimens exhibiting the oxidized coating and granular pyrite infilling and/or overgrowths were submitted to EDS mapping, revealing compositions with a high percentage of silica and subordinated aluminum, potassium and magnesium, similar to the composition of clay minerals. EDS maps documented the distribution of calcium, magnesium, aluminum, potassium, silica, iron and sulfur on the surfaces of specimens with oxidized coatings. In Figures 8 and 9, we can observe elemental distribution on the foraminifera test surface, with calcium restricted to the interpore areas while the other elements (Mg, Al, K, Si, Fe and S) appear to be concentrated in the pores.

Based on the compositions and habits of the contaminant phases, we can assume that they correspond to autigenic pyrite and the oxidized coating of glauconite. Autigenic pyrite is formed during sediment burial by the iron mineral reaction with H_2S , which is produced from the reduction of the SO_4 dissolved in the seawater due to the action of anaerobic bacteria (Bernier 1981, 1984). Sulfides derived from iron minerals are transformed into pyrite during eodiagenesis by the addition of elemental sulfur originating from bacterial activity (Bernier 1981, 1984; Siesser & Roger, 2006). As a result, pyrite formation is also controlled by the amount of detritic iron minerals, which, in the studied sedimentary succession, are composed almost exclusively of the shales that are represented by clay minerals.

According to Odin & Fullagar (1988), glauconite, beyond that occurring in the form of grains, also occurs as coatings covering carbonate bioclasts. Moreover, Closs (1970) reported the occurrence of glauconitized foraminifera associated with glauconitic pellets in the Miocene deposits of the basin. Subsequently, based on the composition, we can presume that the clay mineral coatings observed in the studied samples may be the result of the oxidation of the glauconitic films that cover the tests.

4.3 Stable isotope data

To perform carbon and oxygen isotope analyses, well-preserved specimens from drill-holes 1A, 2A and #01 were selected to compose monogeneric samples.

Specimens of samples proceeding from wells 2-TG-96-RS and 3A were not collected for isotopic analyses since all the foraminifera tests in these samples presented signs of dissolution, such as deepening of the sutures, superficial corrosion and widening of the opening, as well as cementation, found in some samples of the 3A drill-hole. Oxygen and carbon isotope data of the foraminifera tests are presented in Table 1.

It can be seen that the analyzed samples are distributed into two groups of values, one presenting clustered and heavier values (F1 group) and the other with scattered and lighter values (F2 group), as shown in the $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ plots (Figure 10). Samples of the F1 group present $\delta^{18}\text{O}$ values similar to those observed in marine carbonates, specially the values measured in planktonic foraminifera tests recovered from sediments of Late Miocene age in the ODP/DSDP sites (Hoefs, 1987; Williams *et al.*, 2005). The isotopic compositions of the F2 group tests are much lighter than the marine carbonates, with more negative values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ (Figure 10). This pattern of distribution of the isotopic compositions is very similar to those previously observed by Shieh *et al.* (2002) in Miocene-Pleistocene deposits of Taiwan.

Lighter isotopic compositions (F2 group) occurred in the interval where neomorphism and cementation occur in a pervasive form, from between 1,404 and 1,638 mbsf in drill-hole 1A and 2,898 and 3,114 mbsf depths of drill-hole 2A; these coincide with the intervals where the specimens presented the highest levels of alteration of the microstructure. In these intervals, the tests presented neomorphism of the wall, and eventually, these tests had secondary calcite crystals inside their chambers (Figure 4.3a and 4.5a).

According to Schrag *et al.* (1995), the values of $\delta^{18}\text{O}$ usually decline with increases in burial depth. However, in the studied drill-holes, the $\delta^{18}\text{O}$ values oscillate between -1.42‰ and 0.57‰ in drill-hole 1A and between 3.54 ‰ and 0.89‰ in drill-hole 2A (Figure 11).

As previously verified (Sexton *et al.*, 2006; Veizer *et al.*, 1999; Scholle & Arthur, 1980), $\delta^{13}\text{C}$ is less susceptible to diagenetic alteration when compared with $\delta^{18}\text{O}$. Likewise, the isotopic data from drill-holes 1A and 2A show narrower ranges for

the carbon data. The shift of the isotopic ratios in drill-hole 1A is 3.97‰ for carbon and 6.94‰ for oxygen, while for drill-hole 2A it is 6.48‰ and 9.77‰ for carbon and oxygen, respectively.

Neomorphism (recrystallization) during early diagenesis acts to increase the $\delta^{18}\text{O}$ values (Killingley, 1983; Williams *et al.*, 2005). Conversely, in the interval where the occurrence of neomorphism was observed, the $\delta^{18}\text{O}$ values are negative. This can indicate that this trend of lighter isotopic ratios would be related to the non-marine carbonate interaction. It is plausible that the shift of the isotopic compositions in the direction of negative (lighter) values in the studied samples derive from the dissolution and re-precipitation of carbonate, since non-marine carbonates are enriched in ^{16}O and ^{12}C (Friedman, 1998).

According to Scholle & Arthur (1980), the degree of isotopic composition alterations in the pelagic carbonate depends on the level of diagenetic changes. The oxidation of the organic matter after the burial of the sediments promotes the enrichment in ^{12}C of the dissolved carbon, which can contribute to the formation of isotopically lighter cements. As a result, the secondary calcite formed inside and on the foraminifera tests of the deeper intervals in drill-hole 1A could be a factor contributing to the lighter isotopic composition observed in the analyses. These crystals are exchange products of the interaction between the tests and the water with organic matter dissolved (Shieh *et al.*, 2002). This implies a strong influence on the isotopic composition, and, consequently, indicates that the data obtained from these samples should not be used for paleoenvironmental interpretation.

5. CONCLUSIONS

The combination of imaging techniques and chemical/isotopic analyses allow the identification of post-depositional alterations in foraminifera tests. On this basis, it is possible to select adequate material with which to attain isotopic data aimed at paleoenvironmental characterization.

To perform this study, two species were chosen (*Orbulina universa* and *Globigerinoides trilobus*). The selected specimens were investigated using scanning electron microscopy (SEM), energy dispersive spectrometry (EDS) and stable isotope analyses.

By means of SEM imaging, it was possible to identify the alterations of the original micro-texture features as dissolution, neomorphism (recrystallization) and coating of autigenic minerals. The application of the EDS technique allowed us to recognize the distribution of Ca, Mg, Al, Si, Fe and S with the texturally well-preserved tests presenting unaltered calcitic composition, whereas those with textural alterations exhibited variable contributions of Mg, Si, Al, Fe and S.

The stable isotopic data indicated the degree of alteration, thus defining two major groups (F1 and F2). The heavier values and narrower range of the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of the F1 group (-6.23 to -2.84 and -3.60 to 0.54, respectively) suggest that the environmental signal could be preserved in this isotopic record; however, the lighter and scattered values of the F2 group (-1.42 to -3.54 and 0.04 to 3.11, respectively) indicate a signal derived from post-depositional alterations, and, consequently, the data obtained from these samples should not be used in paleoenvironmental interpretations.

The application of these combined techniques in Miocene foraminifera from the Pelotas basin unequivocally indicate the material suitable for providing accurate paleoenvironmental information, as in many cases the alterations carried out by diagenesis are detected only by means of the analyses of textural patterns at the micrometric scale and/or isotopic analyses.

6. ACKNOWLEDGEMENTS

The authors gratefully acknowledge Petrobras (Petróleo Brasileiro S.A.) and CPRM (Geological Survey of Brazil) for providing the drill-hole samples. We are indebted to Victor Pereira (UFRGS) for his comments and suggestions. G. S. Anjos-Zerfass thanks the Brazilian National Petroleum Agency (ANP) for the grant.

7. REFERENCES

- Adelseck, C.G. Jr. 1978. Dissolution of deep-sea carbonate: preliminary calibration and morphological aspects. *Deep-sea Resource* 24, 1167-1185.
- Anjos, G.S. & Carreno, A.L. 2004. Bioestratigrafia (Foraminiferida) da sondagem 1-SCS-3B, Plataforma de Florianópolis, Bacia de Pelotas, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia* 7(2),127-138.

- Berner, R.A. 1981. A new geochemical classification of sedimentary environments. *Journal of Sedimentary Petrology* 51(2), 359-365.
- Berner, A. 1984. Sedimentary pyrite formation: an update. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48(4), 605-615.
- Bolli, H.M. & Saunders, J.B. 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktonic foraminifera. In: J.B. Saunders & K. Perch, Nielsen. 1985. *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press. pp. 155-262.
- Brown, S.J. & Elderfield, H. 1996. Variations in the Mg/Ca and Sr/Ca ratios of planktonic foraminifera caused by postdepositional dissolution: Evidence of shallow Mg-dependent dissolution. *Paleoceanography* 11(5), 543-551.
- Budd, D.A. & Hiatt, E.E. 1993. Mineralogical stabilization of high-magnesium calcite: geochemical evidence for intercrystal recrystallization within porcelaneous foraminifera. *Journal of Sedimentary Petrology* 63(2), 261-274.
- Bueno, G.V.; Zacharias, A.A.; Oeiro, S.G.; Cupertino, J.A.; Falkenheim, F.U.H. & Martins Neto, M.A. 2007. Bacia de Pelotas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2):551-559.
- Collen, J.D. & Burgess, C.J. 1979. Calcite dissolution, overgrowth and recrystallization in the benthic foraminiferal genus *Notorotalia*. *Journal of Paleontology*, 53(6):1343-1353.
- Chemale Jr.; Costa, K. B.; Soliani Jr., E.; Kawashita, K.; Castro, G.; Rodrigues, R.; Azevedo, R. L.; Johnson, C. & Lauca, E. 2002. Estratigrafia química do Cenozóico da margem continental brasileira. Relatório 01/LGI-UFRGS, 41p.
- Closs, D. 1970. Estratigrafia da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul. *Iheringia (Série Geologia)* 3, 3-37.
- Dias, J.L.; Silveira, D.P.; Sad, A.R.E. & Latgé, M.A.L. 1994. Bacia de Pelotas: Estágio atual do conhecimento geológico. *Boletim de Geociências da Petrobras* 8(1), 235-245.
- Faure, G. Principles of isotope geology. 1986. 2nd ed. John Willey, New York. 589p.
- Friedman, G.M. 1998. Temperature and salinity effects on ¹⁸O fractionation for rapidly precipitated carbonates. Laboratory experiments with alkaline lake water – Perspective. *Episodes* 21, 97-98.
- Hecht, A.D.; Eslinger, E.V.; Garmon, L.B., L.B. 1975. Experimental studies on the dissolution of planktonic foraminifera. Cushman Foundation for Foraminiferal Research Special Publication 13, 56-69.
- Hoefs, J. 1987. Stable isotope geochemistry. 3rd edition, Springer, 241p.

- Kennett, J.P. & Srinivasan, S. 1983. Neogene planktonic foraminifera. Stroudsburg, Hutchinson Ross Publishing Company, 265 p.
- Killingley, J.S. 1983. Effects of diagenetic recrystallization on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ values of deep-sea sediments. *Nature* 301, 594-597.
- Kowsmann, R.O.; Francisconi, O.; Leyden, R. 1974. Refração sísmica marinha nas bacias de Pelotas, Santos Sul e na Plataforma de Torres. Congresso Brasileiro de Geologia, 28, 1974. *Anais*, Porto Alegre, SBG, v. 3, p. 283-295.
- Lohmann, G. P. 1995. A Model for variation in the chemistry of planktonic foraminifera due to secondary calcification and selective dissolution. *Paleoceanography* 10(3), 445-457.
- McArthur, J.M. 1994. Recent trends in strontium isotope stratigraphy. *Terra Nova* 6, 331-358.
- Morad, S.; Ketzer, J.M.; De Ros, L.F. 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology* 47, 95-120.
- Odin, G.S., Fullagar, P.D. 1988. Geological significance of the glaucony facies. In: Odin, G.S.(Ed.), *Green Marine Clays*. Elsevier, Amsterdam, *Developments in Sedimentology* 45, 295-232.
- Rosa, A.P. 2007. *Interpretação sísmo-estratigráfica da porção da Bacia de Pelotas que engloba o Cone do Rio Grande e a avaliação do seu potencial petrolífero*. Programa de Pós-graduação em Engenharia de Reservatório e de Exploração, Universidade Estadual do Norte Fluminense, PhD. Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 121 p. (unpublished) [in portuguese]
- Savin, S.M. & Douglas, R.G. 1973. Stable isotope and magnesium geochemistry of recent planktonic foraminifera from South Pacific. *Geological Society of America Bulletin* 84(7), 2327-2342.
- Scholle, P. A. & Arthur, M.A. 1980. Carbon isotope fluctuations in cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 64(1), 67-87.
- Schrag, D. P.; DePaolo, D.J.; Richter, F.M. 1995. Reconstructing past sea surface temperatures: Correcting for diagenesis of bulk marine carbonate. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59(11), 2265-2278.
- Sexton, P.F.; Wilson, P.A. & Pearson, P.N. 2006. Microstructural and geochemical perspectives on planktonic foraminiferal preservation: “glassy” versus “frosty”. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7(Q12P19).
- Siesser, W.G. & Rogers, J. 2006. Authigenic pyrite and gypsum in South West African continental slope sediments. *Sedimentology* 23(4), 567-577.

- Shieh, Y.-T.; You, C.-F.; Shea, K.-S & Horng, C.-S. 2002. Identification of artifacts in foraminiferal tests using carbon and oxygen isotopes. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 1-5.
- Stainforth, R.M.; Lamb, J.L.; Luterbacher, H.; Beard, J.H. & Jeffords, R.M. 1975. Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. Lawrence, The University of Kansas Paleontological Contributions 62, 1-425.
- Veizer, J.; Ala, D.; Azmy, K.; Brucsch, P.; Bruhn, F.; Carden, G.A.F.; Diener, A.; Ebner, S.; Godderis, Y.; Jasper, T.; Korte, C.; Pawllok, F.; Podlaha, O.G.; Strauss, H. 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$, evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology* 161, 59-88.
- Williams, M.; Haywood, A.M.; Taylor, S.P.; Valdes, P.J.; Sallwood, B.W. & Hillenbrand, C.-D. 2005. Evaluating the efficacy of planktonic foraminifer calcite $\delta^{18}\text{O}$ data for sea surface temperature reconstruction for the Late Miocene. *Geobios* 38, 843-863.
- Williams, M.; Haywood, A.M.; Vautravers, M.; Sellwood, B.W.; Hillenbrand, C.-D.; Wilkinson, I.P.A. & Miller, C.G. 2007. Relative effect of taphonomy on calcification temperature estimates from fossil planktonic foraminifera. *Geobios* 40, 861-874.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1 - Location map for the Brazilian portion of the Pelotas Basin with the situation of the studied drill-holes.

Figure 2 – Columnar section of the studied intervals of the selected drill-holes, showing the position of the analyzed samples.

Figure 3 – **1a.** *Orbulina universa* with oxidized coatings, umbilical view, drill-hole 1A (1,224m), **1b.** detail showing pores with partial infilling. **2a.** *Globigerinoides trilobus* presenting oxidized spots, spiral view, drill-hole 1A (1,350m); **2b.** detail showing pores filled by oxide. **3a.** *Globigerinoides trilobus* with oxidized crust, umbilical view, drill-hole 3A (1,230), **3b.** detail of the wall without textural fetures; **3c.** backscattering image; **3d.** detail. **4a.** *Globigerinoides trilobus* covered with an oxidized crust an with pyrite overgrowths, umbilical view, drill-hole 2A (2,898m), **4b.** detail showing oxide crust aspect; **4c.** backscattering image; **4d.** backscattering detail of a pyrite crystal.

Figure 4 – **1a.** *Orbulina universa* with slight cementation, drill-hole 2A (2,232m); **1b.** detail. **2a.** *O. universa* showing a high degree of cementation. **2b.** detail showing small crystals of calcite; drill-hole 1A (1,170m). **3a.** *O. universa* with inorganic carbonate infilling; **3b.** Detail of the wall, with pervasive cementation; drill-hole 2A (3.132m). **4a.** *O. universa* with secondary carbonate infilling; **4b.** Detail of the wall showing obstructed pores; drill-hole 3A (1,170m). **5a.** *Globigerinoides trilobus* carbonate infilling causing volume increase and rupture of the shell, umbilical view, drill-hole 2A (1,566m); **5b.** detail of the wall showing pervasive cementation and inorganic carbonate; **6a.** *G. trilobus* with pervasive cementation, spiral view, drill-hole 1B (1,306.55m); **6b.** detail of the wall, showing local loss of the textural characters.

Figure 5 - **1a.** *Orbulina universa* (bilobate form) with well preserved morphology, drill-hole 2A (3,024m); **1b.** detail showing the micro-textural characters; **2a.** *Orbulina universa* (bilobate form) with wall altered by neomorphism, drill-hole 2 (2,628m); **2b.** detail showing obliteration of micro-textural characters; **2c.** detail presenting pore reduction and complete alteration of the interpore area morphology. **3a.** *Orbulina universa* with well preserved texture wall, drill-hole 2A (2,178m) **3b.** detail presenting preserved morphological features. **3c.** Detail showing pores and interpore ridges. **4a.**

Orbulina universa with wall altered by neomorphism, drill-hole 2A (2,736m). **4b.** detail showing the complete obliteration of the wall structure.

Figure 6 – **1a.** *Orbulina universa* with dissolution features, drill-hole 3A (1,230m); **1b.** detail showing dissolution of the surface layer of the wall and local dissolution of the interpore ridges; **2a.** *Orbulina universa* with dissolution, drill-hole 1A (1,566m); **2b.** detail showing the wall with the removal of greater part of the interpores ridges. **3a.** *Globigerinoides trilobus trilobus*, drill-hole 2-TG-96-RS (140.2m); **3b.** detail showing dissolution of the interpore areas; **4a.** *Globigerinoides trilobus sacculifer* with pervasive dissolution, umbilical view, drill-hole 2-TG-96 (140,2m); **4b.** detail showing an area with complete destruction the pore funnels, drill-hole. **5a.** *Globigerinoides trilobus* with extreme dissolution features in the wall, spiral view, drill-hole 2-TG-96-RS (140.2m). **5b.** detail showing openings in the interpore elevations; **5c.** detail showing pitting through interpore areas and fissures in the pore funnels wall. **6.** *Globigerinoides trilobus immaturus* with deepened sutures, and enlarged aperture, spiral view, drill-hole 1A (1,296m).

Figure 7 – Punctual EDS analyses of *Orbulina universa* specimens. **1.** Detail of a well preserved shell showing and a punctual chemical composition. **2.** Detail of the wall of a shell altered by neomorphism, showing unaltered composition.

Figure 8 – EDS mapping of two individuals presenting oxidized coatings. **1.** Superficial distribution of calcium, aluminum, magnesium and silica in a *Globigerinoides trilobus* shell. Calcium is restricted to the interpore areas, as aluminum, silica and magnesium are concentrated in the pores.

Figure 9 – Distribution of potassium, aluminum, calcium, magnesium, iron and sulfur in the shell surface of an *Orbulina universa* specimen. Calcium is markedly concentrated in interpore areas while the other elements are dispersed on the surface and locally concentrated in the pores. Intensity values are expressed in counts per second (cps). The accompanying SEM/backscattering images show the areas selected for elemental mapping.

Figure 10 – Plots of $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) versus $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) of 46 monogeneric samples.

Figure 11 – Plots of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ versus depth for drill-holes 1 and 2.

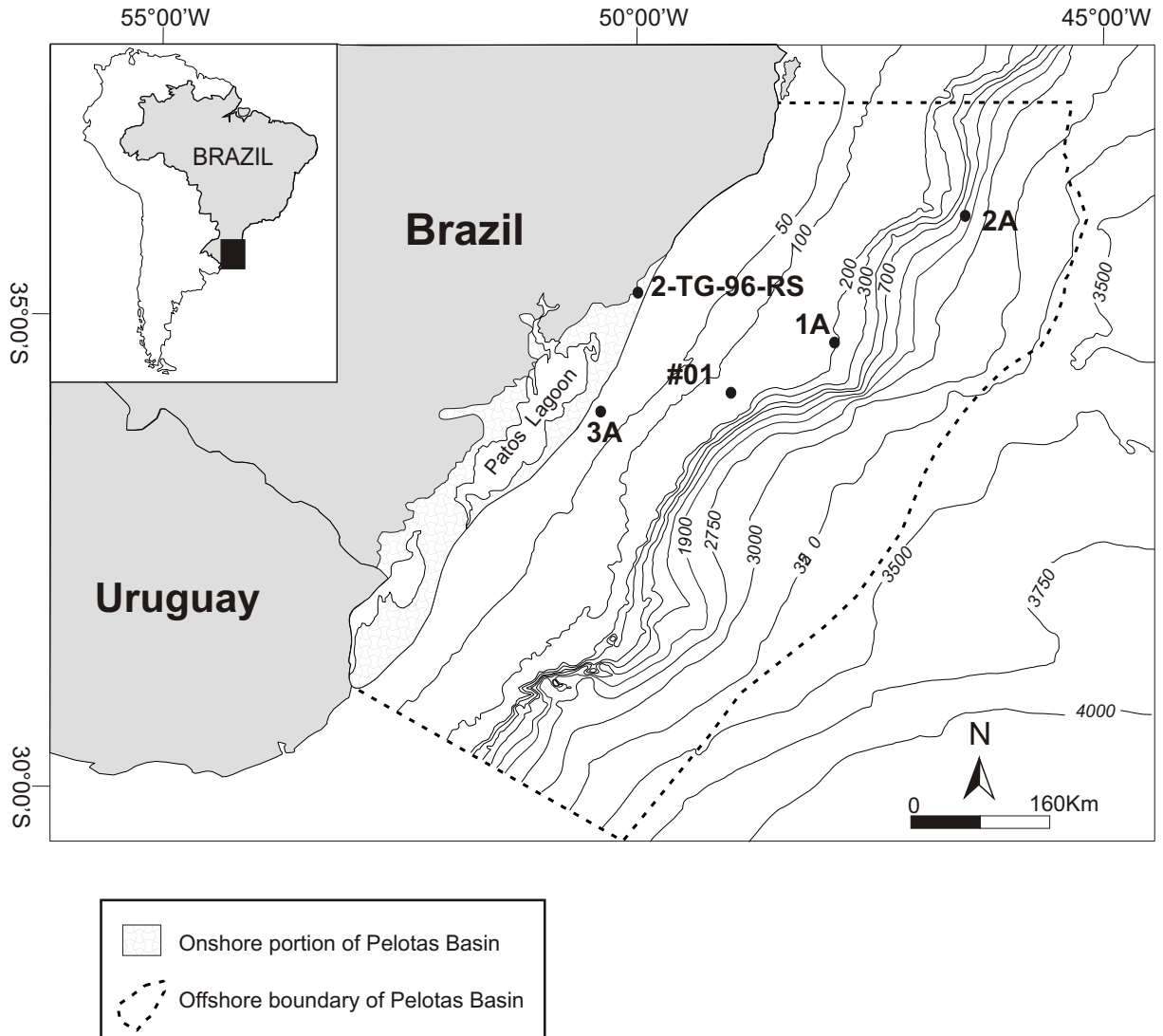


Figure 1

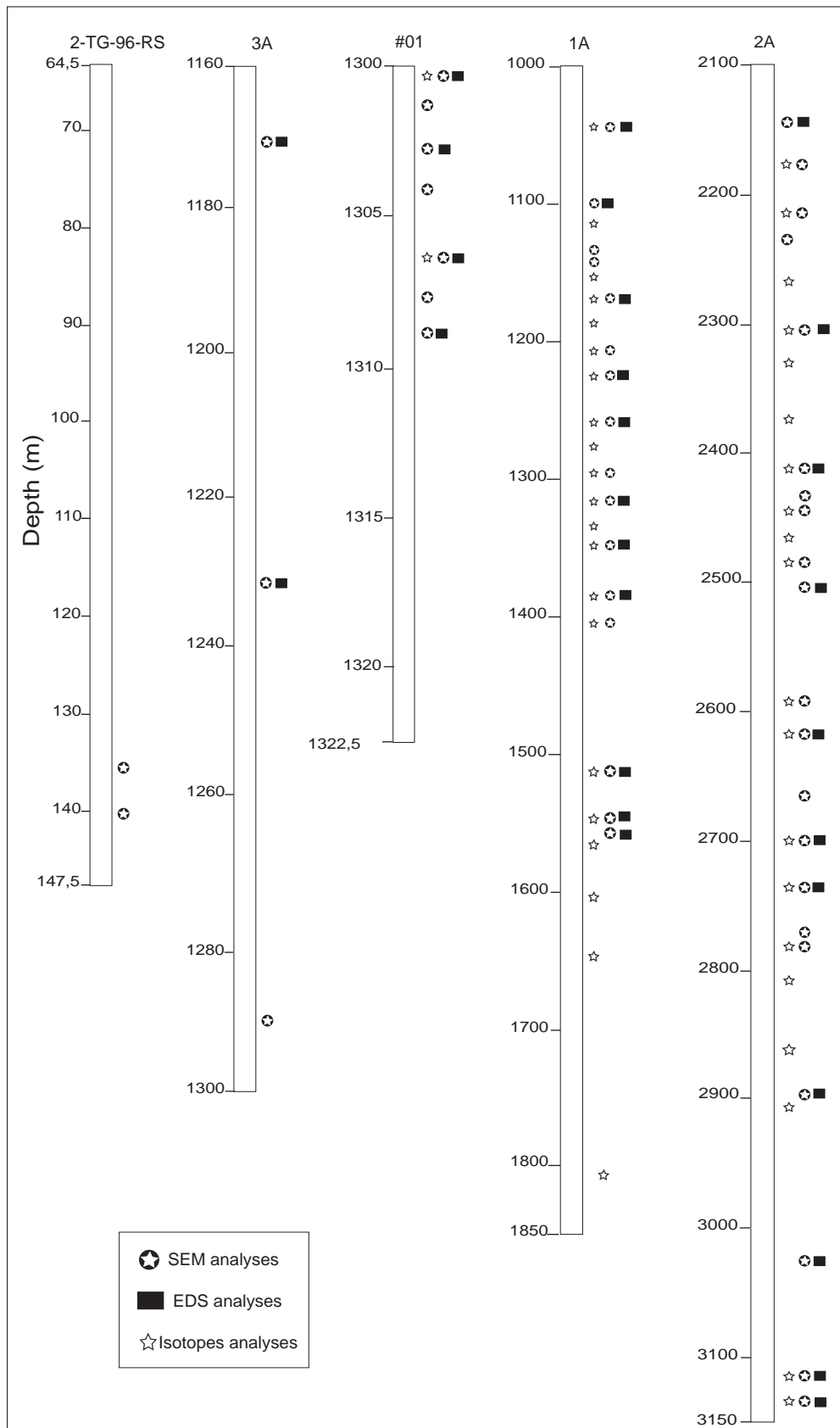


Figure 2

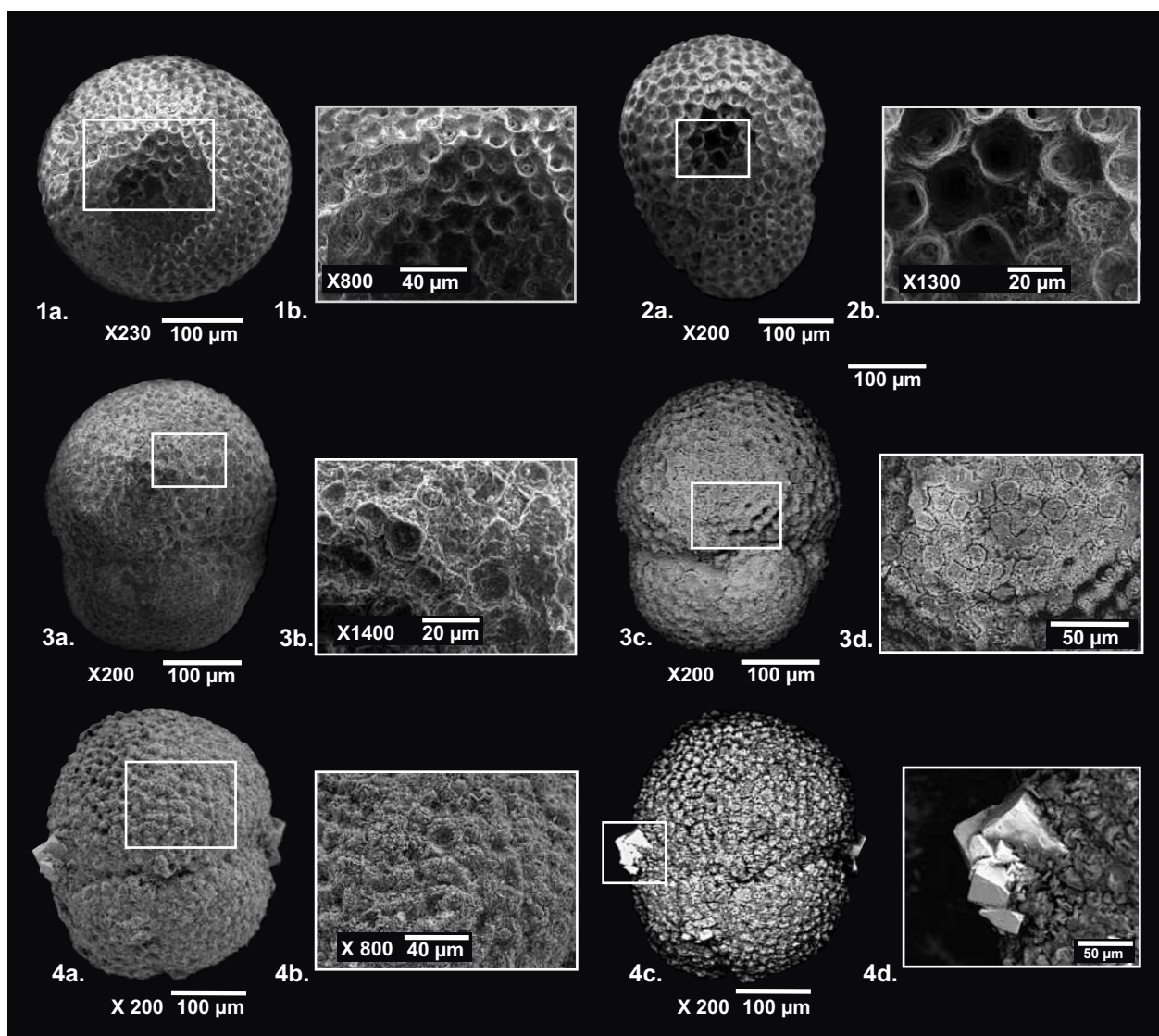


Figure 3

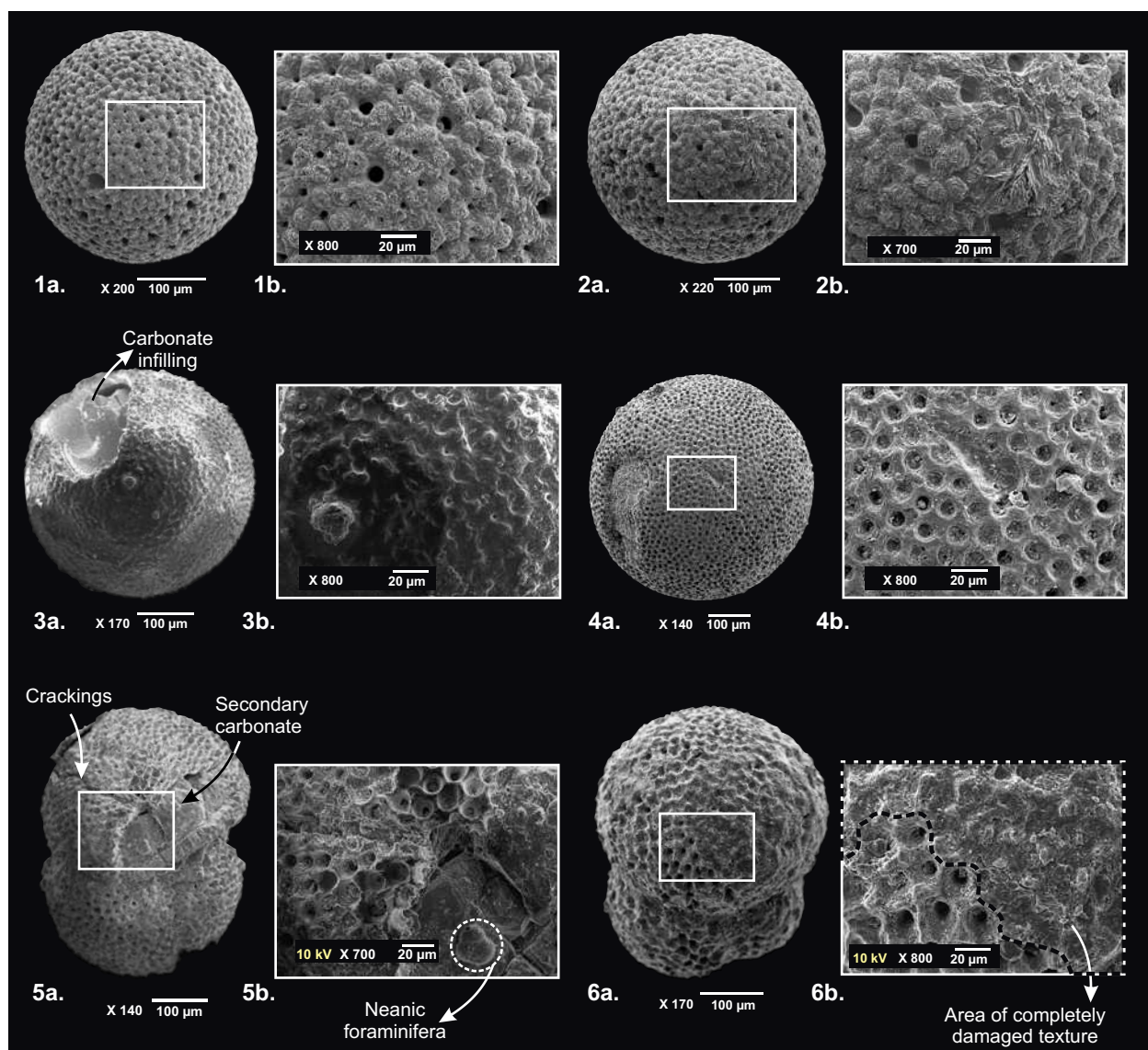


Figure 4

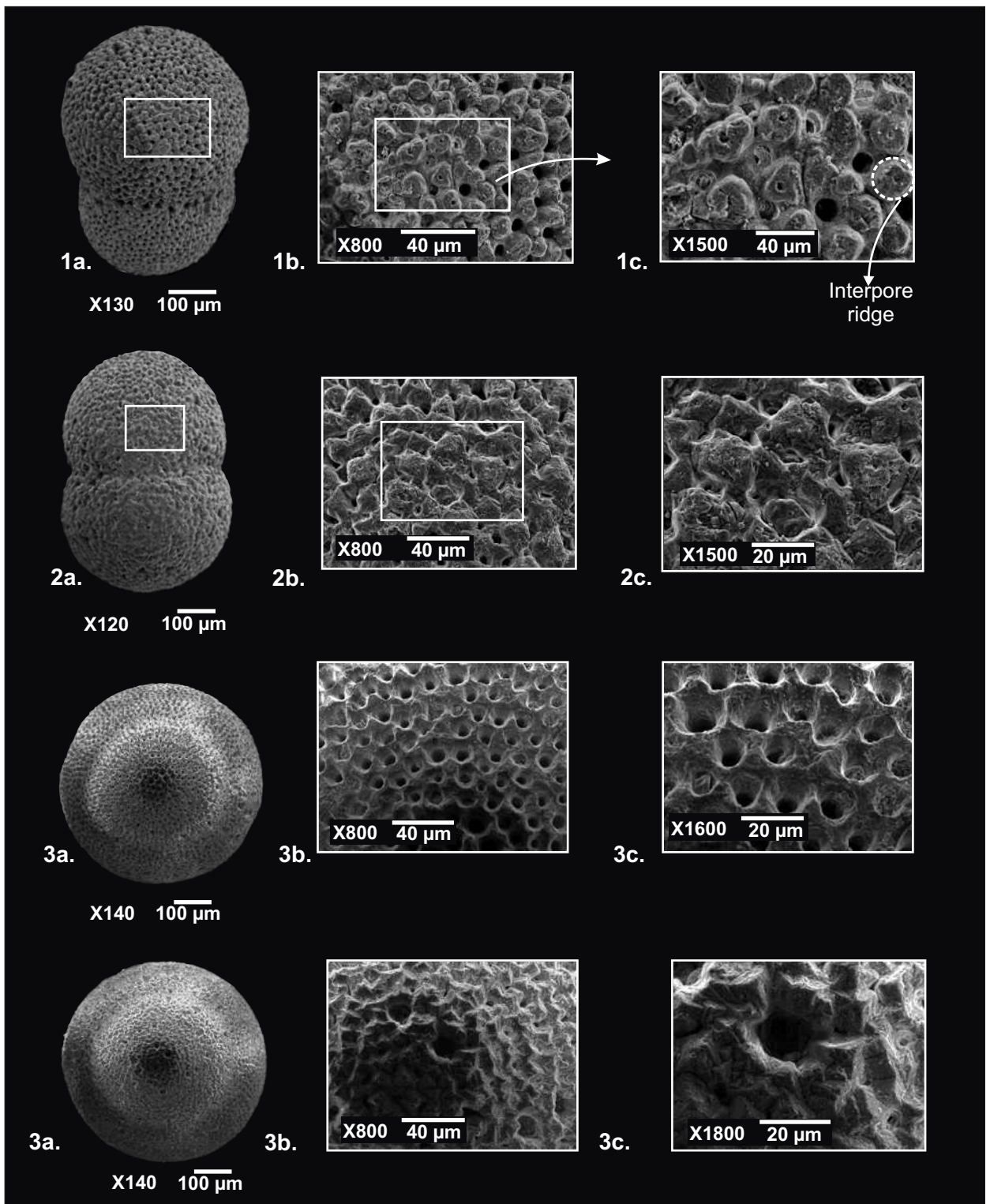


Figure 5

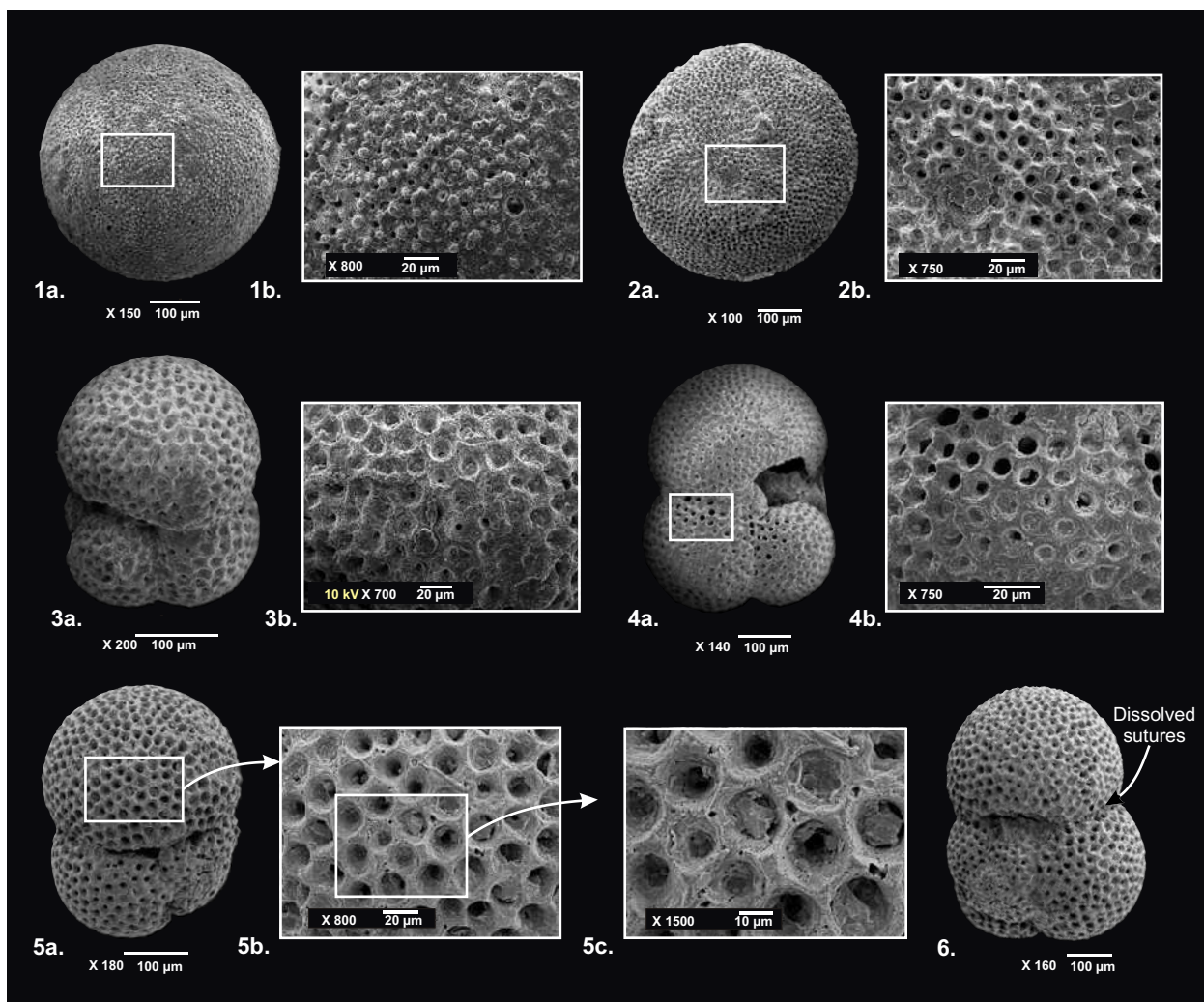


Figure 6

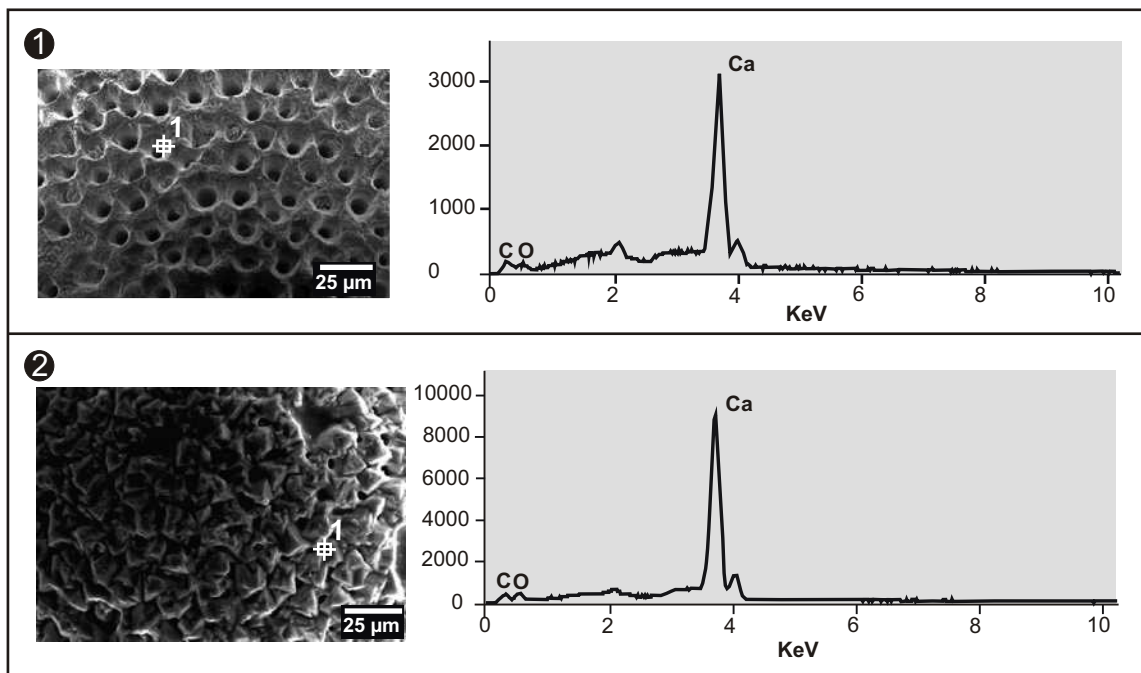


Figure 7

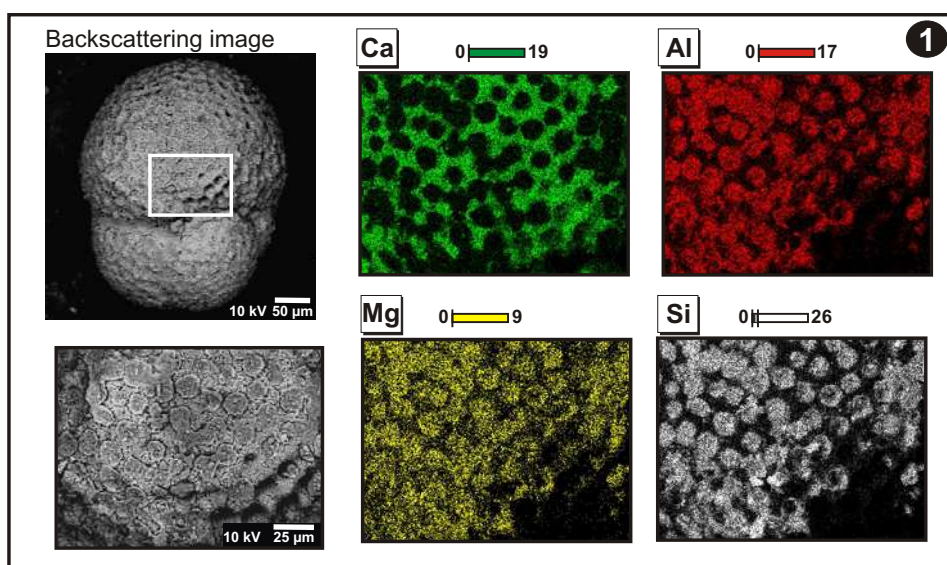


Figure 8

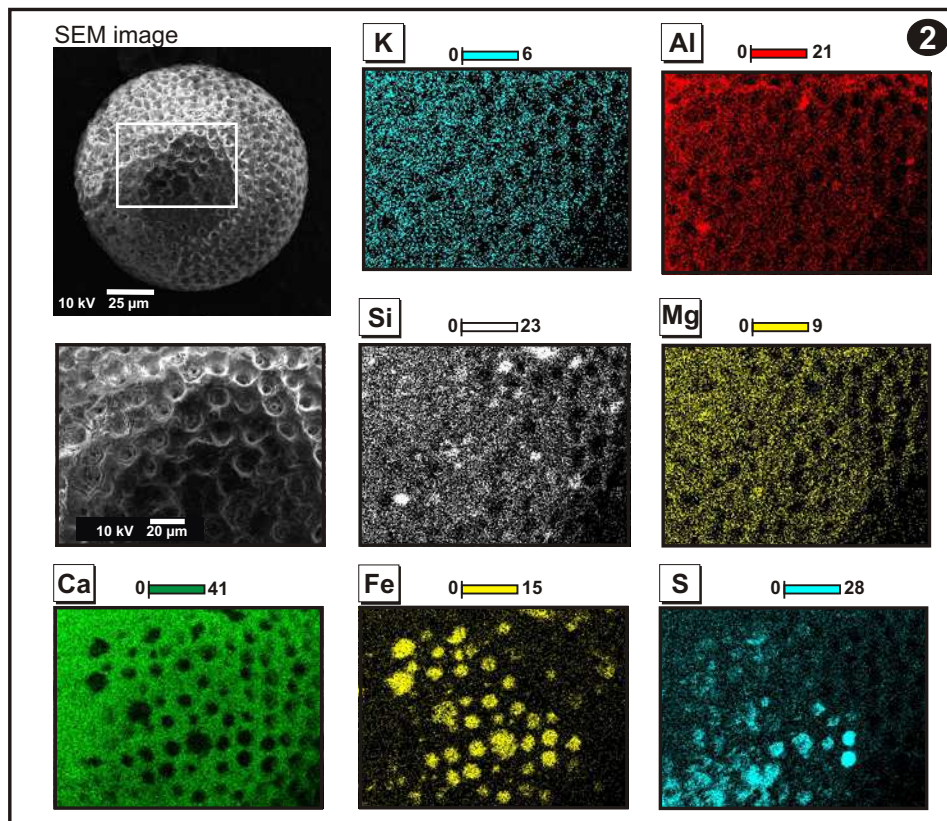


Figure 9

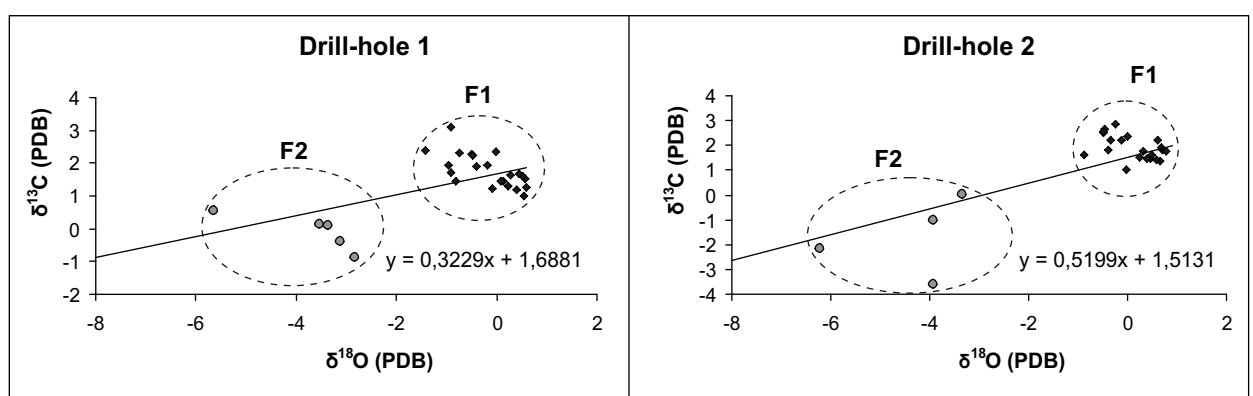


Figure 10

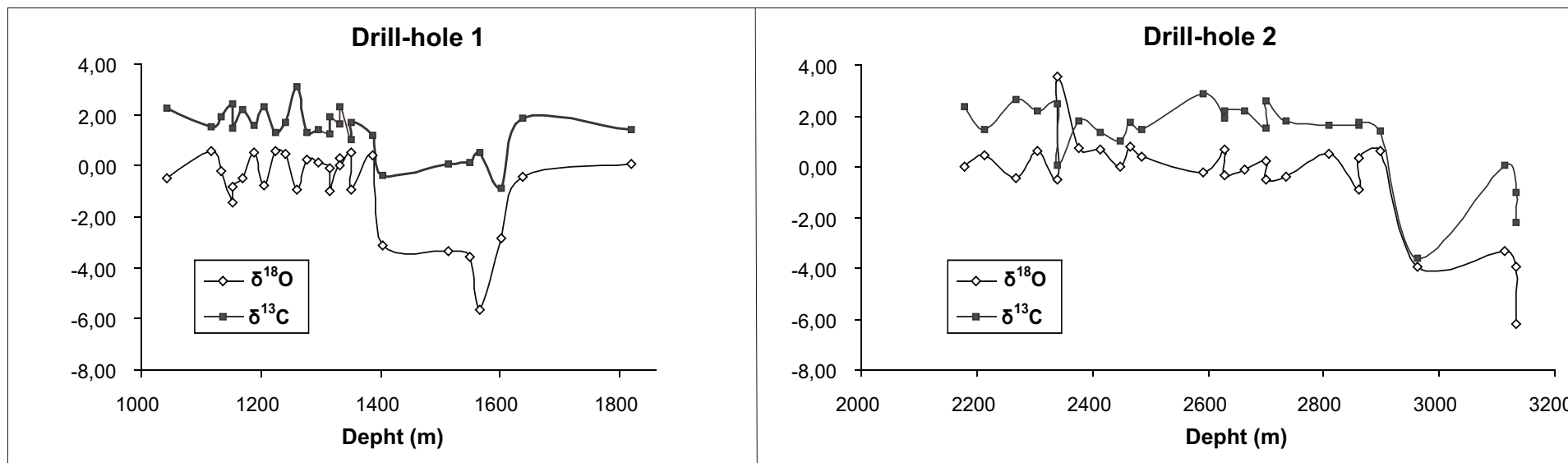


Figure 11

MIOCENE BIOCHRONOSTRATIGRAPHY OF THE PELOTAS BASIN, BRAZIL

G. S. ANJOS-ZERFASS^(1,2); W. G. SILVA⁽³⁾; P. A. SOUZA⁽³⁾; F. CHEMALE JR.⁽⁴⁾

(1) BPA/PDEXP/CENPES/PETROBRAS, Av. Jequitibá, 950, prédio 20, 1120, 21949-900, Cidade Universitária, Ilha do Fundão, Rio de Janeiro, RJ, Brazil. geise.zerfass@petrobras.com.br

(2) Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91540-000, Porto Alegre, RS, Brazil.

(3) Laboratório de Palinologia, IG, UFRGS, Cx.P. 15.001, 91509-900, Porto Alegre, RS, Brazil.

(4) Núcleo de Geologia, Universidade Federal de Sergipe, Jardim Rosa Elze, 49100-000, Aracaju, SE, Brazil

ABSTRACT

Integration of microfossils (foraminifera and palynomorphs) and chemostratigraphy is applied in biochronostratigraphic and paleoenvironmental analysis of the Miocene section from two cores taken from wells drilled in the Pelotas Basin, southernmost portion of the Brazilian continental margin. Planktonic foraminiferal distribution enables recognition of two zones (M5 and M6) and subzones (M5a and M5b) of an established zonal scheme for the early-middle Miocene. Relative ages derived from $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio data corroborate the chronostratigraphic positioning given by biostratigraphy. In the proximal portion of the basin, the studied sediments were assigned to the late Miocene (Messinian) while in the distal portion, strontium ratios indicate ages from early to middle Miocene (Burdigalian – Langhian) and a hiatus in the middle Miocene section spanning approximately 2 Ma.

Regarding paleoenvironmental interpretation, benthic foraminifera and palynological content can provide indications of paleobathymetry and distance from the continent. The integration of these tools makes possible the recognition of the first marine transgression in the present-day onshore area of the basin. The transgression probable began in the early Miocene, culminating with a maximum coastal onlap, followed by a regression that began in the late Miocene. Paleoenvironmental inferences indicated a higher frequency transgressive-regressive cycle superimposed on a regressive one. Concerning post-depositional alterations that affected the studied interval, foraminiferal tests in the samples from the proximal portion of the basin are affected by partial dissolution, but without major changes in the original composition of the carbonate. In the distal portion, foraminifera are well-preserved, except for the top

section where the material is altered by the precipitation of lighter cements derived from dissolution of non-marine carbonates or meteoric water influence as indicated by stable isotope analyses.

Keywords: Strontium isotopes. Stable isotopes. Foraminifera. Palynology. Miocene.

INTRODUCTION

The Pelotas Basin, situated in the southernmost portion of the Brazilian continental margin, has developed from the Gondwana break-up, representing a South Atlantic passive margin basin filled by sediments deposited during pre-rift, rift, transitional and drift phases.

The geological framework of this basin has been intensively studied, especially in terms of stratigraphy (Villwock and Tomazelli, 1995; Fontana, 1996; Rosa, 2007). Several paleontological studies have been published, in particular focusing on taxonomic descriptions and paleoenvironmental analysis, mainly by foraminifera (e.g., Closs, 1967, 1970; Fernandes, 1975; Thiesen, 1977) and ostracods (e.g., Sanguinetti, 1980; Carreño *et al.*, 1997). Palynological studies of the basin's Cenozoic deposits pertain to biostratigraphy and paleogeographic reconstructions (Arai, 2007; Kley, 2007; Silva, 2008),

Only a few works deal with the stratigraphic distribution of microfossils (Koutsoukos, 1982; Gomide 1989; Anjos, 2004) and as a result, biostratigraphy represents a gap in the knowledge. Moreover, relative ages had not been established for the Cenozoic section of the Pelotas Basin. Thus, age constraints on the Cenozoic deposits reflects the scarcity available biostratigraphic data.

Hence, the objective of this paper is to present a high-resolution biostratigraphy based on foraminifera in conjunction with the use of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio, as a tool for more precise dating of the Miocene deposits of the Pelotas Basin. Strontium isotope ratios have been applied as a useful tool to relative dating of marine carbonates of Phanerozoic age when variations in the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratios of the sea water have been determined (Koepnick *et al.*, 1985; Veizer *et al.*, 1997; Reily *et al.*, 2002).

The characterization of the palynological facies is presented and discussed as a guide to the paleoenvironment of the studied section. Additionally, this work presents the application of chemostratigraphy using foraminifera tests, including carbon and

oxygen stable isotopes as a tool for correlation based on samples of the two selected cores.

GEOLOGICAL SETTING

The Pelotas Basin is located in the Atlantic continental margin of South America between latitudes 28°40'S and 34°S, bounded on the north by the Florianópolis High, in Brazil, and on the south by the Polonio High, in Uruguay (Kowsmann *et al.*, 1974; Rosa, 2007). The basin has an area of about 210,000 km², of which about 170,000 km² is offshore (Figure 1).

The proximal section of the basin rests directly on the Sul-rio-grandense and Uruguayan Shields its southern portion, Paleozoic and Mesozoic strata of the Paraná Basin in the central region, and the Catarinense Shield in the northern part. Distally, the basin sediments overlie rocks of the continental crust (Pre-Cambrian basement, Gondwana sediments and basaltic rocks extruded during the rift phase), and rocks of the oceanic crust floor (Fontana, 1990).

The lithostratigraphic context of this work corresponds to the Turonian to Holocene interval comprising Cidreira and Imbé formations. The Cidreira Formation consists of fine- to coarse-grained clastic sediments deposited in transitional environments. Imbé Formation is composed of mudstones with sporadic intercalations of turbiditic sands deposited in a deep marine environment (Dias *et al.*, 1994). The proximal core here studied consists of sediments of the Cidreira Formation, whereas the distal core represents the Imbé Formation.

The studied interval corresponds to a part of a major Miocene-Holocene regressive supercycle, mainly comprised of proximal sandstones and siltstones of the Cidreira Formation. These sediments prograde to the distal portions, where mudstones of the Imbé Formation predominate (Bueno *et al.*, 2007). Based on seismic sections and calcareous nannofossil zonation, Fontana (1996) divided this supercycle into four third-order depositional sequences (early-middle Miocene, middle Miocene, late Miocene–Pliocene and Pliocene–Holocene), constituting a time span of 17 Ma.

MATERIAL AND METHODS

The material used in this study consists of samples from two drill-cores. Core 1B was collected from the well 2-TG-96-RS, drilled by CPRM (Brazilian Geological

Survey) in the basin's onshore portion. Core 2B was collected from the well #01, drilled by Petrobras (Petróleo Brasileiro S.A) in the offshore portion of the basin (Fig. 1).

Core 1B consists of 83 m of argillites with silty intercalations rich in fragments of *Ostrea* sp. (Linneaus, 1758) and *Anomalocardia* sp. (Adams, 1857) overlying Cenozoic deposits of the Paraná Basin (Fig. 2). Core 2B represents a 9m section of grayish shales containing abundant calcareous microfossils (planktonic foraminifera and ostracoda), of which 12 samples had been collected (Fig. 2).

Conventional techniques were used to separate foraminifera tests. Well-preserved specimens were extracted and ultrasonically cleaned with ultrapure water (Milli-Q) to remove particles adhering to the tests. Aliquots of each sample were used to foraminifera counting and isotopic analysis. Taxonomic determination and documentation were conducted using scanning electron microscopy (SEM) at Petrobras/ CENPES.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio analyses were performed at the Isotopic Geology Laboratory of the Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS). Isotopic ratios were measured in dynamic mode with a VG Sector 54 multi-collector mass spectrometer. An average of 120 ratios was collected with a 1-volt ^{88}Sr beam. Sr ratios were normalized to $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$. Measurements for the NBS-987 standard were $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710250 \pm 0.000007$. Correction for blank was insignificant for strontium isotopic compositions as total blanks average were <30 pg of strontium.

Carbon and oxygen isotopic analyses were carried out at the Isotope Geology Laboratory of the Federal University of Pará, Brazil. The selected material consists of well-preserved specimens of the benthic foraminifera (*Uvigerina* and *Lenticulina*) from the >150 μm fraction. The number of analyzed specimens varied from two to six, depending on the size of the tests. CO_2 gas extracted from the foraminiferal tests using 100% orthophosphoric acid at 70°C was analyzed by an on-line KIEL-III system coupled to the mass spectrometer Finnigan MAT 252. Analysis of the standard NBS-19 during this study gave average $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of 2.0‰ and -2.13‰, respectively.

Preservation of the foraminifera tests was evaluated using SEM imaging as the microtextural characters of the wall conservation constitute an efficient method to appraise the sample integrity (McArthur, 1994). Strontium and calcium content of the tests were determined with ICP-MS by Activation Laboratories Ltd., Ontario, Canada.

Samples to be analyzed for organic matter content were prepared following the standard method for Cenozoic materials. A total of 15 samples were prepared in the Laboratory of Palynology of UFRGS, according the methodology described by Tyson

(1995). The standard microscope technique only under white light was not sufficient for the recognition of the palynomorphs. Hence, the use of fluorescent light (UV) was necessary, as well as differential interference contrast (DIC) illumination.

Palynological slides are held in the Paleontological Museum of the UFRGS (see on Table 1). Classification of organic matter of Carvalho *et al.* (2006) was followed herein with minor modifications as shown on Table 2.

RESULTS

Micropaleontological content

Foraminifera assemblage

From each sample 60g of sediment were analyzed from the fractions size $500\mu\text{m} < x > 150\mu\text{m}$ and $< 125\mu\text{m}$.

A total of 37 species of planktonic foraminifera belonging to 15 genera was identified in the studied cores (Appendix 1). Five species of planktonic foraminifera were identified in core 1B (*Globigerina bulloides*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides immaturus*, *Globigerinoides sacculifer* and *Orbulina universa*) and 35 species in core 2B (Appendix 1). From core 1B, planktonic foraminifera occurred in only one sample (140.20m), at the base of the section, whereas in core 2B planktonic foraminifera are abundant in all samples.

In the core 1B, benthic foraminifera specimens was only recorded in two levels (134.3m and 140.2m). The benthic foraminiferal assemblage recovered from this core is composed of eight genera belonging to four families: Anomalinidae (*Cibicidoides*, and *Cibicidina*), Nonionidae (*Nonion*, *Nonionella* and *Nonionina*), Miliolidae (*Quinqueloculina* and *Triloculina*) and Vaginulinidae (*Lenticulina*). At the level 140.2m, a quantitative analysis revealed high proportion of Anomalinidae (62.9%) in relation to the other families (Nonionidae, 22.61%; Miliolidae, 9.54% and Vaginulinidae, 4.95%) (Fig. 3). At the 134.3m, were increasingly represented, whereas the families Vaginulinidae and Nonionidae, of families Anomalinidae and Miliolidae were absent (Fig. 3).

The assemblage of benthic foraminifera recorded in the core 2B is composed by 17 genera distributed in 13 families (Appendix 2). The more representative genera are the calcareous hyaline *Bulimina*, *Cibicidoides*, *Lenticulina* and *Uvigerina*. *Lenticulina* represents an average of 35% of the specimens recovered along the section of this core,

followed by *Uvigerina* (25%) (Fig. 3). *Cibicidoides* is conspicuous in the section, but shows a decrease of abundance from an average of 25% to 7% between 1,302.65 mbsf and 1,306.10 mbsf. *Uvigerina* is frequent in all samples taken from this core, showing an abundance average of 20% (Fig. 3).

Planktonic foraminifera biostratigraphy

Planktonic foraminifera recovered from core 1B, do not provide an accurate age indication. The only age constraint is provided by the occurrence of *Orbulina universa* and *Globigerina bulloides*, whose first appearance is at middle Miocene.

Samples taken from core 2B contain abundant assemblages of planktonic foraminifera, enabling the biozonal subdivision of this interval. The biostratigraphic framework was based on the first occurrence (FO) of index species according to the criteria established by Berggren *et al.* (1995), and using the chronology of Gradstein *et al.* (2004). Figure 4 shows the biozones recognized in this work and their correlation with biozones defined by Blow (1969) and Bolli and Saunders (1985).

The oldest zone recognized corresponds to the *Praeorbulina sicana* – *Orbulina suturalis* interval zone (M5) that encompasses the interval between the base of the core (1,308.55 mbsf) and 1,302.75 mbsf. The top of this zone is characterized by the FO of *Orbulina suturalis*. Additionally, the assignment of this interval to zone M5 is corroborated by the presence of the zonal markers, *Globigerinoides diminutus* and species of *Praeorbulina* (*P. glomerosa curva*, *P. glomerosa glomerosa* and *P. glomerosa circularis*). This zone is correlative with zones N8 of Blow (1969) and *Praeorbulina glomerosa* of Bolli and Saunders (1985).

Zone M5 includes the Burdigalian – Langhian boundary, and the positioning of this limit in the studied section is possible by reference to the criteria established by Gradstein *et al.* (2004). They correlated this boundary with the first appearance datum (FAD) of *Globorotalia archeomenardii*. Thus, the position of this boundary in the core 2B can be assigned to the FO of this species at 1,305.55 mbsf.

In addition, zone M5 can be subdivided into two subzones M5a and M5b. The oldest subzone (M5a) begins at the base of the studied interval and corresponds to the FO of *Praeorbulina glomerosa* s.s. at 1,307.10 mbsf, whereas M5b is limited at the top by FO of *Orbulina suturalis* (1,302.75 mbsf) (Fig. 4).

Up-section, the interval above the FO of *Orbulina suturalis* at 1,302.75 mbsf can

be attributed to the partial range zone *Globorotalia peripheroronda* (M6). The assignment of this interval to zone M6 is reinforced by the occurrence of *Globorotalia peripheroronda*, *G. continuosa* and *G. praescitula*.

A quantitative analysis of biostratigraphically significant species was performed, following the criteria established by Di Stefano *et al.* (2008). Seven species were selected for counts (*Dentoglobigerina baroemoneis*, *D. altispira*, *Globigerinoides bisphericus*, *Globoquadrina dehicens*, *Praeorbulina glomerosa* s.s., *P. sicana* and *P. transitoria*). Quantitative distribution of those taxa in the samples taken from core 1B reveals a close relationship with the biostratigraphic boundaries (Fig. 5).

The boundary between zones M5 and M6 was marked by a quantitative reduction of *D. altispira*, *G. dehicens*, *P. sicana* and *P. glomerosa* s.s. The Burdigalian-Langhian boundary was characterized by the increase of *G. bisphericus*, *D. baroemoneis*, *P. transitoria* and *P. glomerosa* s.s (Fig. 5). The boundary between subzones M5a and M5b corresponds to an increase of *Dentoglobigerina altispira*, *Globoquadrina dehicens* and *Praeorbulina glomerosa* and a concomitant reduction of *D. baroemoneis*. Figure 6 illustrates index-species and numerically significant taxa.

Palynological content

Organic-walled microfossils occur in distinct proportions within the studied cores. Terrestrial palynomorphs are mainly represented by bisaccate pollen grains and a few spores. Opaque and translucent phytoclasts derived from continental plants (gymnosperms and angiosperms) also represent the terrestrial influence. Marine palynomorphs are mainly dinocysts and microforaminifera linings.

Four levels of core 1B were sampled for palynological analysis (Table 1). The palynological content recovered is represented by dinocysts, pteridophytic spores, microforaminiferal linings, phytoclasts and amorphous organic matter (AOM). Figure 7 illustrates significant components of the palynological content.

Dinocysts are represented mainly by species of *Spiniferites* and *Tuberculodinium vancapoeae*. Preservation quality varies from bad to moderate (especially the former) to good. This group reaches up to 30% to 92% of the total palynomorph assemblages. Bisaccate pollen grains (*Podocarpidites*) related to extant Podocarpaceae are the more frequent gymnosperm pollen grains, whereas species of Asteraceae are the most frequent representative of Angiosperms. Spores, represented by a few species of

Cicatricosisporites and *Cyathidites*, are scarce and poor to fair in preservation. Microforaminiferal linings are scarce at the two basal levels (140.2m and 134.3m) (Fig. 8). Colonial green algae attributed to *Botryococcus* are also scarce, except at the base of the core (140.2m). Opaque phytoclasts are dominant among the phytoclast group, but at the 73.5m translucent ones become the most numerous (Fig. 8).

The palynological content of the samples taken from core 2B comprises sporomorphs (spores and pollen grains), dinocysts, microforaminiferal linings, phytoclasts and amorphous organic matter (AOM). Among the nine samples processed, the basal one (at 1,308.55 mbsf) contains only AOM, while the three uppermost samples (between 1,301.15 mbsf – 1,302.25 mbsf) and sample 1,304.05 mbsf were palynologically barren. Relative frequencies of the palynological content are demonstrated on Fig. 9.

In general, preservation is good to excellent, with dinocysts and pollen grains well-preserved and spores presenting fair preservation. Dinocysts are the most abundant palynomorphs, particularly the genus *Spiniferites*, as well as the genera *Lingulodinium* and *Nematosphaeropsis*. Microforaminiferal linings were not classified taxonomically, taking because that is controversial. Although no formal taxonomic assignment is made, this group is diversified assemblage of species, morphologically corresponding to the single chamber, coiled biserial, planispiral type III and planispiral type IV of Stancliffe (1989).

Terrestrial palynomorphs are mainly represented by bisaccate pollen grains related to the extant family Podocarpaceae, assigned to the genus *Podocarpidites*. A summarized description of each level is given in the following.

The basal level (1,308.55 mbsf) of the core 2B is composed only by AOM. Dinocysts occur in high frequencies between 1,307.10 mbsf and 1,302.65 mbsf, reaching up 55 to 98% of the total palynomorph assemblages. Microforaminiferal linings occur in inverse frequency in relation to the dinocysts, reaching up 55% of the total palynological assemblages at 1,302.65 mbsf. Opaque phytoclasts are the main terrestrial elements and sporomorphs occur only in the interval between 1,306.10 mbsf and 1,305.05 mbsf, and are represented by bisaccate pollen grains (*Podocarpidites*). An isolated occurrence of a scolecodont element was recognized at 1,303.60 mbsf. Opaque mineral (mainly pyrite) is abundant in the studied cores, occurring sparsely in the slides and/or filling the inner portion of the dinocysts, pollen grains and microforaminiferal linings, especially at 1,306.10 mbsf.

Strontium isotope stratigraphy

In order to select unaltered material for isotope analysis, microtexture and Sr/Ca ratio of the foraminifera tests were evaluated.

Sr/Ca values varied from 0.94 mmol mol⁻¹ to 2.06 mmol mol⁻¹ (Table 3). This range of values is in agreement with data compiled from literature (Hampt and Delaney, 1997; Lea *et al.*, 1999; Hall and Chan, 2004; Lear *et al.*, 2003) for Recent to Eocene foraminifera tests and carbonates (0.71 mmol mol⁻¹ to 2.83 mmol mol⁻¹).

Well-preserved specimens were selected for ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr analyses. Relative ages based on the strontium isotopic ratios were obtained through assessment of the standard ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr curve compiled by Veizer *et al.* (1999). As several foraminifera tests from the core 1B were affected by partial dissolution and as a consequence, only one sample presented sufficient specimens to perform ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr analysis. Samples from core 2B present good preservation of the tests, as except for specimens collected at 1,306.10 mbsf, that are affected by local precipitation of carbonate cement.

Analysis of one sample from the core 1B enables to assign this interval to the late Miocene with an age of approximately 5.7 Ma (Messinian) at 140.2 mbsf. From 11 samples of the core 2B, only four produced age assignments, whereas the other samples gave ratios higher or lower than the values expected in the standard ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr curve (Table 4). Strontium ratios indicate an age of early Miocene (Burdigalian) for this interval, according to the time scale of Gradstein *et al.* (2008), with ages of 14.7 Ma (1,300.0 mbsf), 16.9 Ma (1,303.6 mbsf) and 17.0 Ma (1,304.05 mbsf), suggesting an hiatus at 1,302.65 mbsf. Figure 10 illustrate the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr standard curve and the ages derived from strontium analysis.

Carbon and oxygen isotope analysis

A total of 12 samples from the core 2B were analyzed for carbon and oxygen isotopic composition. Specimens selected for the stable isotopic analysis belong to the benthic foraminiferal genera *Uvigerina* and *Lenticulina* (Table 5). $\delta^{18}\text{O}$ values ranges from -1.35‰ to 0.13‰, and $\delta^{13}\text{C}$ values vary from 0.28 ‰ to 2.23‰ (Table 5). Anomalous values were obtained from the sample at 1,301.75 mbsf, corresponding to -3.47‰ and -3.70‰, for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$, respectively. Figure 11 shows that samples are

distributed in a group with clustered and heavier values (F1) and only one sample with lighter values.

Comparison of the values measured from *Lenticulina* and *Uvigerina* specimens show discrepancies of averaging 0.5‰, with *Uvigerina* showing lighter $\delta^{13}\text{C}$ and heavier $\delta^{18}\text{O}$ composition (Fig. 12).

DISCUSSION

Palynology

Concentration of AOM from the analyzed material of core 1B suggest quiescent conditions of the water column. Microforaminifera linings occur with low frequency, but with excellent preservation, suggesting burial *in situ*. Bisaccate pollen grains (*Podocarpidites*) are the most abundant and well preserved elements of the continental palynoflora. Additionally, the high frequencies of well-preserved translucent phytoclasts indicate short distance and non-turbulent transport from the continental source. The record of algae, identified as *Botryococcus* sp. between 73.50m and 134.3m (Fig. 8) with good preservation suggests fresh water input, corroborating the assumption of proximity of the source area.

In core 2B, dinocysts are the most frequent palynomorph type. Their occurrence through the section indicates marine sedimentation. This assumption is supported by the record of microforaminifera, which are most common in the uppermost levels. Higher concentrations of AOM are suggestive of little or non transport to the site of deposition, which is supported by the good preservation of these microfossils. Scarce terrestrial sporomorphs demonstrate a significant distance from the continent.

The identification of the species *Nematosphaeropsis rigida* in the interval between 1,302.65 and 1,307.10 mbsf depth in core 2B effectively to assigns this interval to the bathyal paleoenvironment, according to the interpretation of Wrenn (1988).

The occurrence of *Tuberculodinium vancapoeae* through the studied section provides an age constraint as its first worldwide appearance is date of late Oligocene (Brinkhuis *et al.* 1992). Furthermore, an age indication is given by *Nematosphaeropsis rigida* which the global biostratigraphic distribution from early Miocene to Recent was reported by Wall (1967), Wall *et al.* (1977), Harland (1983), Wrenn and Kokinos (1986) and Marret and Zonneveld (2002). *N. rigida* was recorded by Silva (2008) in deposits of late Miocene age of the Pelotas Basin.

Age determination

relative dating of core 1B, using $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio represents an important age constraint to the onshore deposits of the Pelotas Basin, because the microfossils assemblage does not allow an accurate biostratigraphic positioning. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ age obtained (*ca.* 5.7 Ma) from benthic foraminifera places these sediments in the late Miocene (Messinian).

Numerical ages corroborate the planktonic foraminiferal biostratigraphy of core 2B. Furthermore, the assignment of middle Miocene age for the upper portion of the core (between 1,300 mbsf and 1,305.05 mbsf) represents a biochronostratigraphic refinement when compared to Gomide (1989) study that assigned this section to the early Miocene.

We recognized two subsections in the middle Miocene portion of core 1B, the lower subsection with age around 17 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ age) and upper subsection with age around 14.7 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ age). These datings suggest hiatus of approximately 2 Ma at 1,302.75 mbsf.

Integration of chemostratigraphy and microfossil content

In order to understand the upper section of core 2B, all the information obtained was integrated in a paleoenvironmental context. Stable isotope analyses of the core 1B samples were not possible due to the alteration of the test by partial dissolution.

In the core 2B, samples have $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values comparable to those measured in planktonic foraminifera of Miocene age, as recorded by Hoefs (1987) and Williams *et al.* (2005), except for the sample collected at 1,301.75 mbsf. Furthermore, the absence of covariance of the values of carbon and oxygen isotopic ratios indicates the preservation of the original isotopic signal. The isotopic composition of the tests from the group F1 is much lighter than that measured in the sample from the level 1,301.75 mbsf shows the most negative values for $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ for the whole section, corresponding to 3.70‰ and -3.47‰ respectively (Fig. 11). The isotopic composition of the sample 1,301.75 mbsf is much lighter than those observed for marine carbonates, and indicates a diagenetic alteration. A plausible hypothesis to explain this local alteration is the precipitation of lighter cements derived from dissolution of non-marine

carbonates or meteoric water influence, because non-marine carbonates are enriched in ^{16}O and ^{12}C (Friedman, 1998).

The coherence of the $\delta^{18}\text{O}$ data is demonstrated by the inverse correlation with Sr/Ca ratio data, as the increase of the strontium incorporation in foraminiferal calcite depends on the temperature (Cléroux *et al.*, 2008; Cronblad and Malmgren, 1981) (Fig. 13). Consequently, lower $\delta^{18}\text{O}$ values (corresponding to higher temperatures of oceanic water) correlate with positive Sr/Ca values.

Regarding the differences between stable isotope values measured in epifaunal (*Lenticulina*) and infaunal (*Uvigerina*) specimens of core 1B, data are consistent with the microhabitat preferences of the analyzed genera, because the infaunal benthic foraminifera reflect the pore water composition due to the organic carbon decomposition (McCorkle *et al.*, 1990, 1997).

The association of microfossils and stable isotope data enables subdivision of the the core 2B section into four subsections (Fig. 13). Samples of subsection A₁ contain the lower values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in the whole section, including anomalous data at 1,301.75 mbsf. Negative values of $\delta^{13}\text{C}$ can be related to decrease or non-preservation of the organic matter content, which is corroborate by the absence of particulate and amorphous organic matter in this interval. These data reinforce the assumption of diagenetic influence in this level, as dissolution promotes strontium removal and precipitation of secondary calcite associated with dissolution of biogenic calcite, modifying the isotopic composition toward lighter values (Savin and Douglas, 1973; Faure, 1986; Killingley, 1983; Williams *et al.*, 2005).

Subsection A₂ encompasses intervals showing $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios that fit the standard curve and shows values of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ ranging from 0.02‰ to 0.64‰ for oxygen isotope ratio and between 0.81‰ and 0.31‰ for carbon isotope ratio, whereas Sr/Ca ratio values averaged $1.4 \text{ mmol mol}^{-1}$.

In subsection A₃, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values do not fit the standard curve and, as a consequence, do not allow relative age determination (Fig. 13). At 1,306.10 mbsf, the presence of terrestrial palynomorphs suggests continental input, mainly in the interval from 1,306.10 mbsf to 1,307.10 mbsf, where the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio reaches 0.71004, whose value is much higher than $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ marine composition during the Miocene (cf. Hodell and Woodruff, 1994). According to Elderfield (1986), the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of seawater ranges from 0.7070 to 0.7090 while that for river water averages 0.7110.

The Sr/Ca ratio presents is highest in the interval between 1,306.10 and 1,307.10 mbsf (Fig. 13). $\delta^{13}\text{C}$ values are somewhat lesser at this level, which could suggest a slight increase in the productivity, as the organic matter content in this interval is higher. The presence of terrestrial palynomorphs and the high isotopic strontium ratio are indicative of fresh water influx, as continental weathering of continental crust rocks increases the isotopic ratio of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in the ocean (Elderfield, 1986).

Subsection A₄ is palynologically barren, but the influence of continental water can be recognized through the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio (Fig. 13). In this case, diagenetic processes such as the precipitation of cements with higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio derived from the dissolution of non-marine carbonates can explain the high values of strontium isotopic ratio.

Paleoenvironmental reconstruction

Based on data obtained from the analyzed cores and the Pelotas Basin stratigraphy it is possible to propose a paleoenvironmental reconstruction, placing the studied sections in a stratigraphic context.

At the base of the studied interval in core 1B, the benthic and planktonic foraminiferal fauna represents an association of neritic to mid bathyal paleoenvironment, as indicated by the occurrence of forms belonging to the family Anomalinidae. The organic matter content of core 2B is composed of marine and continental elements with major contribution of the former. Palynological composition and amount AOM in these sediments suggest shallowing upward, as the percentage of dinocysts decreases to the top of the section concomitantly with increase of pollen grains.

In core 2B, the benthic foraminiferal association suggest a mid to upper bathyal environment (Kohl, 1985; Morkhoven *et al.*, 1986). In the interval between 1302.65 mbsf and 1306.10 mbsf, decrease in the abundance of *Cibicidoides* points to a slight shallowing from middle to upper bathyal. This is corroborated by the increase in the abundance of specimens of the genus *Karreriella*, which is more abundant the mid bathyal environment. Furthermore, this interval contains sporomorphs, indicating more proximity of the source area.

Although the schematic dip section (Fig. 14) is out of vertical scale, the geometry of the time lines is considered to be realistic, been based on both isotopic and

biostratigraphic data. Furthermore, the sigmoidal geometry of the studied sedimentary section conforms to interpretation proposed by Fontana (1996) based on 2D seismic sections.

The lowest interval sampled in core 1B was assigned to a bathyal environment, suggesting an important marine transgression, which resulted in the onlap of marine platformal systems over the basement by early Miocene (Fig. 14). The paleoenvironmental interpretation to the sediments recovered from core 2B, dated of early-middle Miocene, points out to the deposition on the bathyal paleoenvironment.

The above paleoenvironmental inferences suggest a higher frequency transgressive-regressive cycle (probably third-order) superimposed on the second-order Neogene regressive sequence described by Fontana (1996).

CONCLUSIONS

Integration of biostratigraphic, paleoenvironmental and chemostratigraphic informations has enabled a refinement of the Miocene section in the Pelotas Basin. Benthic foraminifera and palynomorphs are useful paleoenvironmental indicators for the studied section. The palynological content of core 1B, suggests deposition under nearshore with a fresh water influx nearby. Additionally, the benthic foraminiferal fauna suggest mid to lower bathyal deposition during the marine transgression in this area. The benthic foraminiferal assemblage of core 2B indicates bathyal deposition, and the abundance of dinocysts and scarcity of terrestrial palynomorphs corroborate the assumption of deposition in a marine offshore environment.

Association of stable isotope and micropaleontological analyses resulted in the subdivision of core 2B into four subsections, whose intervals with influence of fresh water input are evidenced by the presence of terrestrial palynomorphs and high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios.

The application of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ produced the first numerical ages for the Cenozoic deposits of the Pelotas Basin. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ages corroborate the biostratigraphy based on planktonic foraminifera of the drill-hole 2A, dating the deposition of this section in early-middle Miocene, and identifies a hiatus in the middle Miocene section with duration of approximately 2Ma. Furthermore, this method was used to date the sediments of the base of core 1B as late Miocene.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors are very grateful to Petrobras (Petróleo Brasileiro S.A.) and CPRM (Geological Survey of Brazil) for providing the core samples. We also acknowledge M.C. Viviers, H. Zerfass, E. Pedrão and R. M. Mello (Petrobras) for the comments and suggestions. Thanks to G. Playford (University of Queensland) for linguistic review. G. S. Anjos-Zerfass acknowledges the Brazilian National Petroleum Agency (ANP) for the grant.

REFERENCES

- Anjos-Zerfass, G. S., Souza, P. A., Chemale Jr., F. 2008. Biocronoestratigrafia da Bacia de Pelotas: estado atual e aplicação na geologia do petróleo. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2 - suplemento), 47-62.
- Anjos, G.S. 2004. Bioestratigrafia (Foraminiferida) do Mioceno-Plioceno da Plataforma de Florianópolis, porção setentrional da Bacia de Pelotas. Master Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 80 pp.
- Arai, M. 2007. Sucessão das associações de dinoflagelados (Protista, Pyrrophyta) ao longo das colunas estratigráficas do Cretáceo das bacias da margem continental brasileira: uma análise sob ponto de vista paleoceanográfico e paleobiogeográfico. Instituto de Geociências. Doctoral Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 170 pp.
- Barreda, V., Palamarczuk, S. 2000. Palinoestratigrafía de depósitos de Oligoceno tardío-Mioceno en el area sur del Golfo San Jorge, provincial de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana*, 37 (1), 103-117.
- 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. (eds.), *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations*. SEPM Special Publication, 54, 129–212.
- Brinkhuis, H; Powell, J.A., Zevenboom, D. 1992. High-resolution dinoflagellate cyst stratigraphy of the Oligocene/Miocene transtion interval in northwest and central Italy. In: Head, M.J. and Wrenn, J.H. (eds.), *Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Texas, p. 219-258.
- Blow, H.W. 1969. Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In: Brönnimann, P., Renz, H.H., (eds.), *Proceedings of the 1st International Conference on planktonic microfossils*, Geneva, (1), 199–422.

- Bolli, H.M., Saunders, J.B. 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktonic foraminifera. In: Saunders, Perch-Nielsen, K. 1985. *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, 155-262.
- Bueno, G.V., Zacharias, A.A., Oeiro, S.G., Cupertino, J.A., Falkenhein, F.U.H. Martins Neto, M.A. 2007. Bacia de Pelotas. *Boletim de Geociências da 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.
- Carvalho, M. A., Mendonça Filho, J.G., Menezes, T. R. 2006. Palinofacies and sequence stratigraphy of the Aptian–Albian of the Sergipe Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 192, 57-74.
- Cléroux, C., Cortijo, E., Anand, P., Laberyrie, L., Bassinot, F., Callion, N., Duplessy, J.-C. 2008. Mg/Ca and Sr/Ca ratios in planktonic foraminifera proxies for upper water column. *Paleoceanography*, 23, PA3124.
- Closs, D. 1967. Miocene planktonic foraminifera from southern Brazil. *Micropaleontology*, 13(3):337-344.
- Closs D. 1970. Estratigrafia da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul. *Iheringia (Série Geologia)*, 3:3-37.
- Cronblad, H.G., Malmgren, B.A. 1981. Climatically controlled variations of strontium and magnesium in Quaternary planktonic foraminifera. *Nature*, 291, 61-64.
- Daemon, R.F. 1969. Estudo bioestratigráfico preliminar efetuado em sedimentos neogênicos dos poços 2-PS-1-RS (Palmares do Sul, RS), 2-MO-1-RS (Mostardas, RS) e 2-CI-1-RS (Cassino, RS). PETROBRAS, Distrito de Exploração do Sul. Relatório Interno 390, 17pp.
- Denne, R.A., Sen Gupta, B. K. 1997. Association of bathyal foraminifera with water masses in the northwestern Gulf of Mexico. *Marine Micropaleontology*, 17, 173-193.
- Dias, J.L., Silveira, D.P., Sad, A.R.E., Latgé, M.A.L. 1994. Bacia de Pelotas: Estágio atual do conhecimento geológico. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1), 235-245.
- Di Stefano, A., Foresi, L.C., Lier, F., Iaccarino, S.M., Turco, E., Amore, F.O., Mazzei, R., Morabito, S., Salvatorini, G., Aziz, H.A. 2008. Calcareous plankton high resolution bio-magnetostratigraphy for the Langhian of the Mediterranean Area. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 11(1), 51-76.
- Elderfield, H. 1986. Strontium isotope stratigraphy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 57, 71-90.

- Fernandes J.M.G. 1975. O gênero *Uvigerina* (Foraminiferida) do Cenozóico superior na Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul, Brasil. Master Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 121 pp.
- Fontana, R.L. 1990. Investigações geofísicas preliminares sobre o Cone do Rio Grande, Bacia de Pelotas, Brasil. *Acta Geológica Leopoldensia*, 13(6), 161-170.
- Fontana R.L. 1996. Geotectônica e sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis. Doctoral Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 214 pp.
- Gomide J. 1989. Bacia de Pelotas – Biocronoestratigrafia baseada em nanofósseis calcários. In: SBP, Congresso Brasileiro de Paleontologia, 11, Anais, 338-351.
- Grimm, E.C., 1987. CONISS: a Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of squares. *Computers & Geosciences*, 13, 13–35.
- Gradstein, F.M.; Ogg, J.G.; Smith, A.G., Bleeker, W., Lourens, L.J.. 2004. A new geologic time scale with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 27, 83–100.
- Guerstein, R. G., Guler, V. M. 2000. Bioestratigrafía baseada en quistes de dinoflagelados del Eoceno-Mioceno del pozo (YPF) Ombucta x-1, Cuenca del Colorado, Argentina. *Ameghiniana*, 37 (1), 81-90.
- Guerstein, R. G., Juciel, G. L. 2001. Quistes de dinoflagelados del Cenozoico de la Cuenca del Colorado, Argentina. *Ameghiniana*, 38 (3), 299-316.
- Guler, V. M., Guerstein, R. G., Malumián, N. 2002. Bioestratigrafía de la Formación Barranca Final, Neógeno de la Cuenca del Colorado, Argentina. *Ameghiniana*, 39 (1), 103-110.
- Hall, J. M., Chan, L. -H. 2004. Li/Ca in multiple species of benthic and planktonic foraminifera: thermocline, latitudinal, and glacial-interglacial variation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(3), 529-545.
- Hampt, G., Delaney, M.L. 1997 Influences on calcite Sr/Ca records from Ceara Rise and other regions: distinguishing ocean history and calcite recrystallization. In: Shackleton, N.J., Curry, W.B., Richter, C., Bralower, T.J. (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Project Science Results*, 154, 491–500.
- Harland, R. 1983. Distribution maps of recent dinoflagellate cysts in bottom sediments from the North Atlantic ocean and adjacent seas. *Paleontology*, 26, 321-387.
- 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). Bachelor Monograph. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 57pp.

- Koepnick, R.B., Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Nelson, H.F., Otto, J.B., Waite, L.E. 1985. Construction of the seawater $[87]\text{Sr}/[86]\text{Sr}$ curve for the Cenozoic and Cretaceous: Supporting data. *Chemical Geology*, 58(1-2), 55-81.
- Koutsoukos E.A.M. 1982. Geohistória e paleoecologia das bacias marginais de Florianópolis e Santos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Anais, p. 2369-2382.
- Kohl, B. 1985. Early Pliocene benthic foraminifers from the Salina Basin, southeastern México. *Bulletin of American Paleontology*, 12, 1-173.
- Kowsmann, R.O., Francisconi, O., Leyden, R. 1974. Refração sísmica marinha nas bacias de Pelotas, Santos Sul e na Plataforma de Torres. 28 ongresso Brasileiro de Geologia, 1974. Anais, Porto Alegre, 3, 283-295.
- Lea, D. W., Mashiotta, T. A., Spero, H. 1999. Controls on magnesium and strontium uptake in planktonic foraminifera determined by live culturing. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(16), 2369–2379.
- Lear, C.H., Elderfield, H., Wilson, P.A. 2003. A Cenozoic seawater Sr/Ca record from benthic foraminiferal calcite and its application in determining global weathering fluxes. *Earth Planetary Science Letters*, 208, 69–84.
- Loeblich, A.R., Tappan, H., 1988. Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 970pp.
- MacCorkle, D.C., Corliss, B.H., Farnhem, C.A. 1997. Vertical distributions and stable isotopic composition of live (stained) benthic foraminifera from the North Carolina and California continental margins. *Deep-sea Research-I*, 44(6), 983-1024.
- MacCorkle, D.C.; Keigwin, L.D., Corliss, B.H., Emerson, S.R. 1990. The influence of microhabitats on the carbon isotopic composition on deep-sea benthic foraminifera. *Paleoceanography*, 5(2), 161-185.
- Marret, F., Zonneveld, K. A. F. 2003 Atlas modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 125, 1-200.
- Palamarczuk, S., Barreda, V. 2000. Palinología del Paleogeno tardío-Neogeno temprano, pozo Aires x-1, Plataforma Continental Argentina, Tierra del Fuego. *Ameghiniana*, 37 (2), 221-234.
- Reilly, T.J., Miller, K.G., Feigenson, M.D. 2002. Latest Eocene-earliest Miocene Sr reference section, Site 522, eastern South Atlantic. *Paleoceanography*, 17(3), 1046.
- Rosa, A.P. 2007. Interpretação sísmo-estratigráfica da porção da Bacia de Pelotas que engloba o Cone do Rio Grande e a avaliação do seu potencial petrolífero. Programa de Pós-graduação em Engenharia de Reservatório e de Exploração, Universidade Estadual do Norte Fluminense, Doctoral Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 121 pp.

- Sanguinetti, Y.T. 1980. Bioestratigrafia (ostracodes) do Mioceno da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul. *Pesquisas*, 13, 7-34.
- 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 (Curral Alto) com base em registro palinológico. Porto Alegre. Bachelor Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 85pp.
- 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.
- Villwock, J. A., Tomazelli, L. J. 1995. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Técnicas*, 8:1-45.
- Thiesen, Z.V. 1977. Bolivinitidae e Caucasinidae (Foraminiferida) do Cenozóico superior da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, 2(3), 8-32.
- Tyson, R. V., 1995. *Sedimentary Organic Matter: organic facies and palynofacies*. London, Chapman & Hall, 615 pp.
- Wall, D., Dale, B. 1967 The resting cysts of modern marine dinoflagellates and their paleontological significance. *Palaebotany and Palynology*, 2, 349-354.
- Wall, D., Dale, B., Lohmann, G.P., Smith, W. K. The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic oceans and adjacent seas. *Marine Micropaleontology*, 2, 121-200.
- Wrenn, J. H. 1988. Differentiating species of the dinoflagellate cyst genus *Nematosphaeropsis* Deflander & Cookson. *Palynology*, 12, 129-150.
- Wrenn, J. H., Kokinos, J. P. 1986. Preliminary comments on Miocene through Pleistocene dinoflagellate cysts from DeSoto Canyon, Gulf of Mexico. *American Association of Stratigraphic Palynologist Foundation Contributions Series*, 17, 169-225.
- Van Morkhoven, F.P.C.M.; Berggren W.A., Edwards, A.S. 1986. Cenozoic Cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. *Pau, Elf Aquitaine*, 421pp.
- Veizer, J., Ala, D.; Azmy, K., Bruckschen, P., Bruhn, F.; Buhl, D. Carden, G., Diener, A., Ebner, S., Goddard, Y., Jasper, T., Korte, C.; Pawellek, F., Podlaha, O., Strauss, H., 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ Evolution of Phanerozoic Seawater. *Chemical Geology*, 161, 59-88.

- Veizer, J., Buhl, D., Diener, A., Ebner, S., Podlaha, O.G., Bruckshen, P., Jasper, T., Korte, C., Schaaf, M., Ala, D., Azmy, K. 1997. Strontium isotope stratigraphy: potential resolution and event correlation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 132, 65-77.
- Villwock, J.A., Tomazelli, L.J. 1995. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Técnicas*, 8, 1-45.

APPENDIX 1. PLANKTONIC FORAMINIFERA SPECIES IDENTIFIED IN THE
STUDIED CORES.

- Cassigerinella chipolensis* Cushman and Ponton (1932)
Dentoglobigerina altispira conica Brönnimann and Resig (1971)
Dentoglobigerina altispira altispira Cushman and Jarvis (1936)
Dentoglobigerina baroemouensis LeRoy (1939)
Globigerina bulloides d'Orbigny (1826)
Globigerina praebulloides occlusa Blow and Banner (1962)
Globigerina praebulloides Blow (1959)
Globigerina praebulloides leroyi Blow and Banner (1962)
Globigerina venezuelana Hedberg (1937)
Globigerinatella insueta Cushman and Stainforth (1945)
Globigerinella obesa Bolli (1957)
Globigerinita glutinata Egger (1893)
Globigerinoides quadrilobuatus d'Orbigny (1846)
Globigerinoides trilobus Reuss (1850)
Globigerinoides immaturus LeRoy (1939)
Globigerinoides sacculifer Brady (1877)
Globigerinoides bisphericus Todd (1954)
Globigerinoides diminutus Bolli (1957)
Globigerinoides obliquus Bolli (1957)
Globigerinoides ruber d'Orbigny (1839)
Globoquadrina dehicens Chapman, Parr and Collins (1934)
Globorotalia archeomenardii Bolli (1957)
Globorotalia conoidea Walters (1965)
Globorotalia peripheroronda Blow and Banner (1966)
Globorotalia praemenardii Cushman and Stainforth (1945)
Globorotalia praescitula Blow (1959)
Hastigerina praesiphonifera Blow (1969)
Orbulina universa d'Orbigny (1839)
Orbulina suturalis Brönnimann (1951)
Paragloborotalia continua Blow (1959)
Praeorbulina glomerata curva Blow (1956)
Praeorbulina glomerata glomerata Blow (1956)
Praeorbulina sicana Blow (1945)
Praeorbulina transitoria Blow (1959)
Tenuitella clemenciae Bermudez (1961)
Zeaglobigerina druryi Akers (1955)
Zeaglobigerina woodi Jenkins (1960)

APPENDIX 2 – BENTHIC FORAMINIFERA TAXA IDENTIFIED IN THE STUDIED CORES.

Family Anomalinidae

Cibicidina Bandy (1949)*
Cibicidoides Brady**
Gyroidina d’Orbigny (1826)

Family Bolivinidae

Bolivina d’Orbigny (1843)

Family Buliminidae

Bulimina d’Orbigny (1826)

Family Cassidulinidae

Globocassidulina Voloshinova (1960)

Family Chilostomellidae

Pullenia Carpenter, Parker and Jones (1862)

Family Eggerellidae

Karreriella Cushman (1933)

Family Eponididae

Neoeponides Reiss (1960)

Family Miliolidae

Quinqueloculina d’Orbigny (1826)*
Sigmoilopsis Finlay (1947)
Triloculina d’Orbigny (1826)*

Family Nodosariidae

Laevidentalina Loeblich and Tappan (1986)
Marginulinopsis Silvestri (1904)
Nodosaria (Lamarck, 1812)

Family Nonionidae

Nonion Montfort (1808)*
Nonionella Cushman (1926)*
Nonionina d’Orbigny (1826)*

Family Siphoninidae

Siphonina Reuss (1850)*

Family Uvigerinidae

Uvigerina d’Orbigny (1826)*

Family Vaginulinidae

Lenticulina Lamarck (1804)**
Saracenaria DeFrance (1824)

*taxa identified in the core 2-TG-96, ** taxa recorded in both cores.*

FIGURE CAPTIONS

Figure 1 - Brazilian portion of the Pelotas Basin with the situation of the studied cores.

Figure 2 -Columnar section of the studied cores, showing the position of the analyzed samples.

Figure 3 - Benthic foraminifera samples of the studied cores. **A.** Quantitative distribution of benthic families in core 1B. **B.** Distribution of the most abundant genera in core 2B. **C.** Percentual of the most frequent calcareous genera and agglutinated.

Figure 4 -Vertical distribution of planktonic foraminifera from the core 2B core and biozones recognized.

Figure 5 - Quantitative distribution of numerical significant planktonic foraminifera species from the core 2B with biostratigraphic importance.

Figure 6 - **1.** *Globigerina bulloides* (d'Orbigny, 1836) /core 1B (140.2m); **2.** *Globigerina praebulloides* (Blow, 1959) / core 2B (1,302.25 mbsf); **3.** *Globigerinella obesa* (Bolli, 1957) / core 2B (1,301.15 mbsf); **4.** *Globigerinoides sacculifer* (Brady, 1877) / core 1B (140.2 m); **5.** *Globigerinoides trilobus* (Reuss, 1850) / core 1B (140.2m); **6.** *Praeorbulina transitoria* (Blow, 1959) /core 2B (1,302.75 mbsf); **7.** *Praeorbulina sicana* (Blow, 1945) / core 2B (1,303.60m); **8.** *Globigerinoides bisphericus* (Todd, 1954)/ core 2B (1,302.25 mbsf); **9.** *Praeorbulina glomerosa circularis* (Blow, 1956) / core 2B (1,300.8 mbsf); **10.** *Orbulina suturalis* (Brönnimann, 1951) / (1,300.8 mbsf) **11.** *Globorotalia praescitula* (Blow, 1959)/ core 2B (1,302.75m); **11a.** Vista umbilical; **11b.** vista lateral; **11c.** Vista espiral **12.** *Globorotalia fohsi peripheroronda* (Blow and Banner, 1966) / core 2B (1,302.25 mbsf); **12a.** Umbilical view; **12b.** Spiral view; **13.** *Globigerinatella insueta* (Cushman and Stainforth, 1945) / core 2B (1,301.75 mbsf); **14.** *Catapsydrax dissimilis* (Cushman and Bermudez, 1937) / core 2B (1,308.55 mbsf); **15.** *Dentoglobigerina altispira* (Cushman and Jarvis, 1936) / core 2B (1,302.75m) **16.** *Dentoglobigerina baroemoenensis* (LeRoy, 1939) / core 2B (1,303.60 mbsf) **17.** *Globoquadrina dehicens* (Chapman, Parr and Collins, 1934) / core 2B (1,303.60 mbsf). Scale bars correspond to 100 μ m.

Figure 7 - Photomicrograph. 1. *Cicatricosisporites* sp. 2 /C38/MP-P 6184; **Interferece contrast photomicrograph: 2.** *Podocarpidites* sp. 1 / X34/MP-P 6178; **3.** *Microthallites lutosus* Dilcher 1965 / M38/MP-P 6184; **Interferece contrast photomicrograph: 4.** *Botryococcus* sp. / V40/MP-P 5430; **Fluorescent light (UV) photomicrographs: 5.** *Nematosphaeropsis rigida* (Wrenn, 1988) /M34-4/MP-P 6181; **6.** *Spiniferites* sp.1 /Q42-3/MP-P 6177; **7.** *Spiniferites* sp.2 /L43-2/MP-P 6177; **8.** *Tuberculodinium vancamptoe* (Rossignol, 1962; Wall, 1967) /J35/MP-P 5414; **Interferece contrast photomicrographs: 9.** *Lingulodinium machaerophorum* (Deflandre and Cookson, 1955) Wall 1967 /T40-2/MP-P 6182; **10.** *Quinquecuspis concreta* (Reid, 1997; Harland, 1977) / O43-2/MP-P 5422. **11.** *Selenopemphix quanta* (Bradford, 1975; Matsuoka, 1985) / J39-1/MP-P 5410; **Microforaminiferal linings. Interferece contrast photomicrographs: 12.** Single chamber / H36/MP-P-6174; **13.** Coiled biserial /J44/MP-P 6174; **14.** Planispiral type III /E34/MP-P 6184); **15.** Planispiral type IV /O43-1/MP-P 5422; **Scolecodonts: 16.** Scolecodonts indeterminate spp. 1 /E53-1/MP-P 6177. Scale bars correspond to 20 μm .

Figure 8 - Quantitative distribution pattern of most abundant species in the core 1B.

Figure 9 - Quantitative distribution pattern of most abundant species in core 2B.

Figure 10 - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio versus ages for the analyzed samples.

Figure 11 - Plot of $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ for the core 2B.

Figure 12 - Plot of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ versus depth for *Uvigerina* sp. (infaunal) and *Lenticulina* sp. (epifaunal).

Figure 13 - Correlation of age, stable isotopes, Sr/Ca and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of the core 2B.

Figure 14 – A - Dip regional section for the cores 1B and 2B. Progradational pattern is after Fontana. (1996). Out of vertical scale. **B -** 3D surface model to the top of early Miocene in depth from present-day erosional zero (about +19m); data to interpolation were obtained from nannofossil biozones (after Gomide, 1989) in offshore wells; onshore drillings were used in modeling emerge areas. **C –** 3D model to the top of late Miocene.

TABLE LIST

Table 1 - Palynological slides of the studied samples.

Table 2 - Classification, description and origin of the organic matter recognized in the study material (based on Tyson, 1995; Carvalho *et al.*, 2006).

Table 3 - Sr/Ca ratio obtained from samples of the core #01.

Table 4 - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio from samples of the core #01.

Table 5 - $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ data from samples of the core #01.

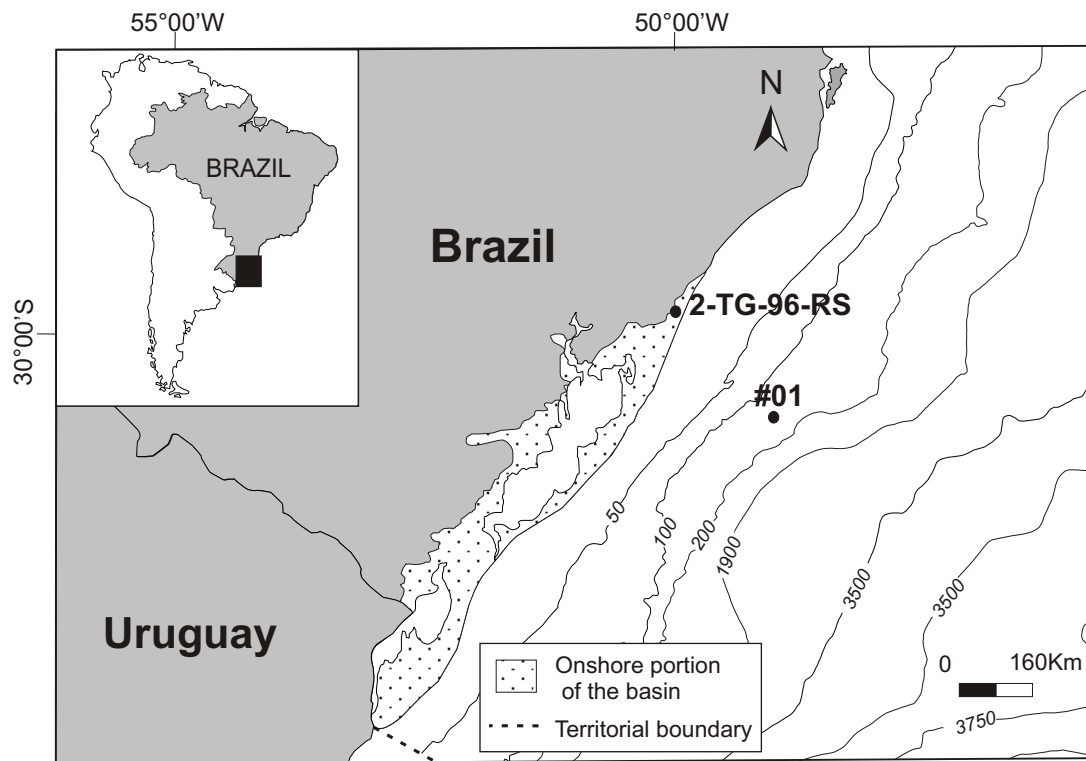


Figure 1

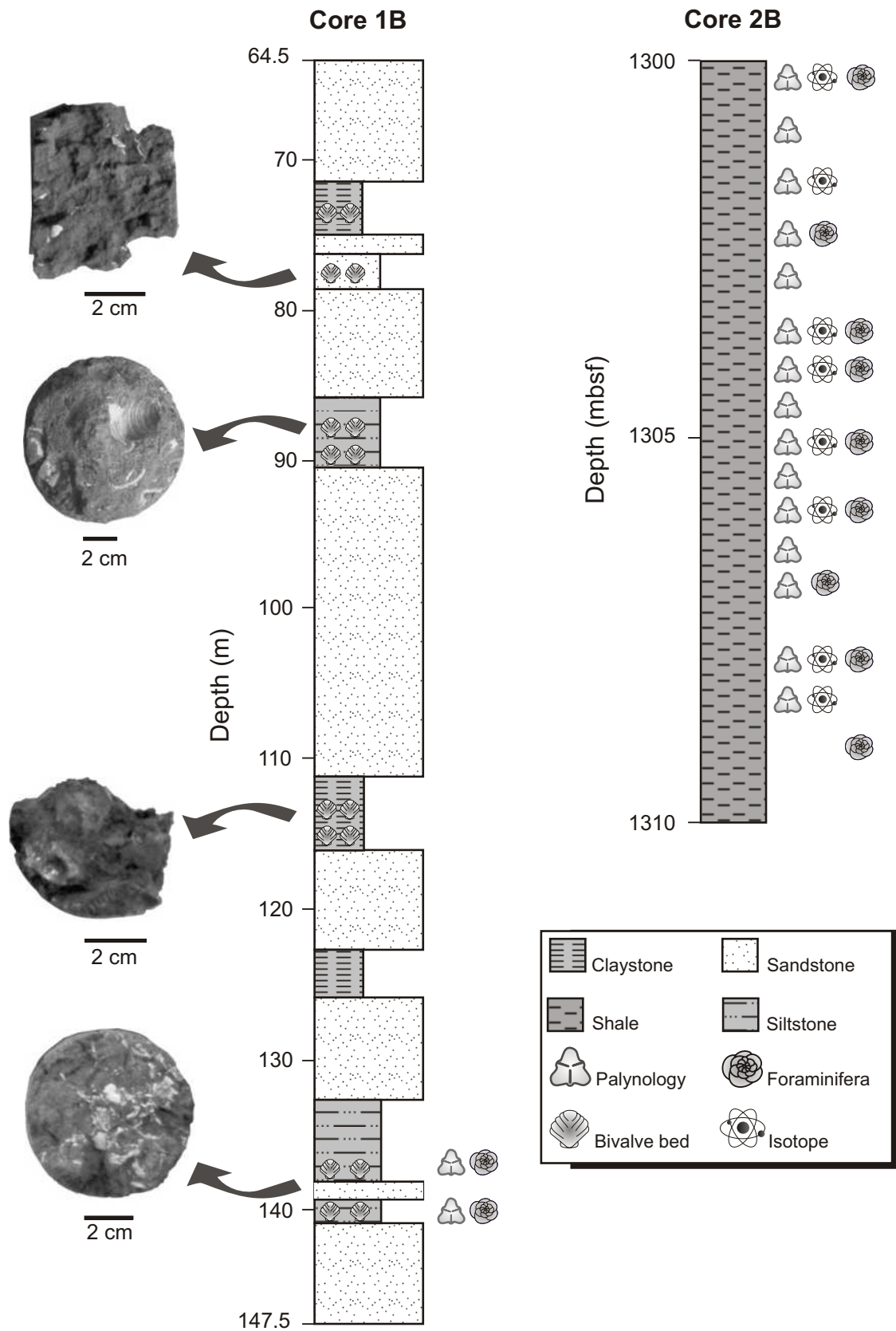


Figure 2

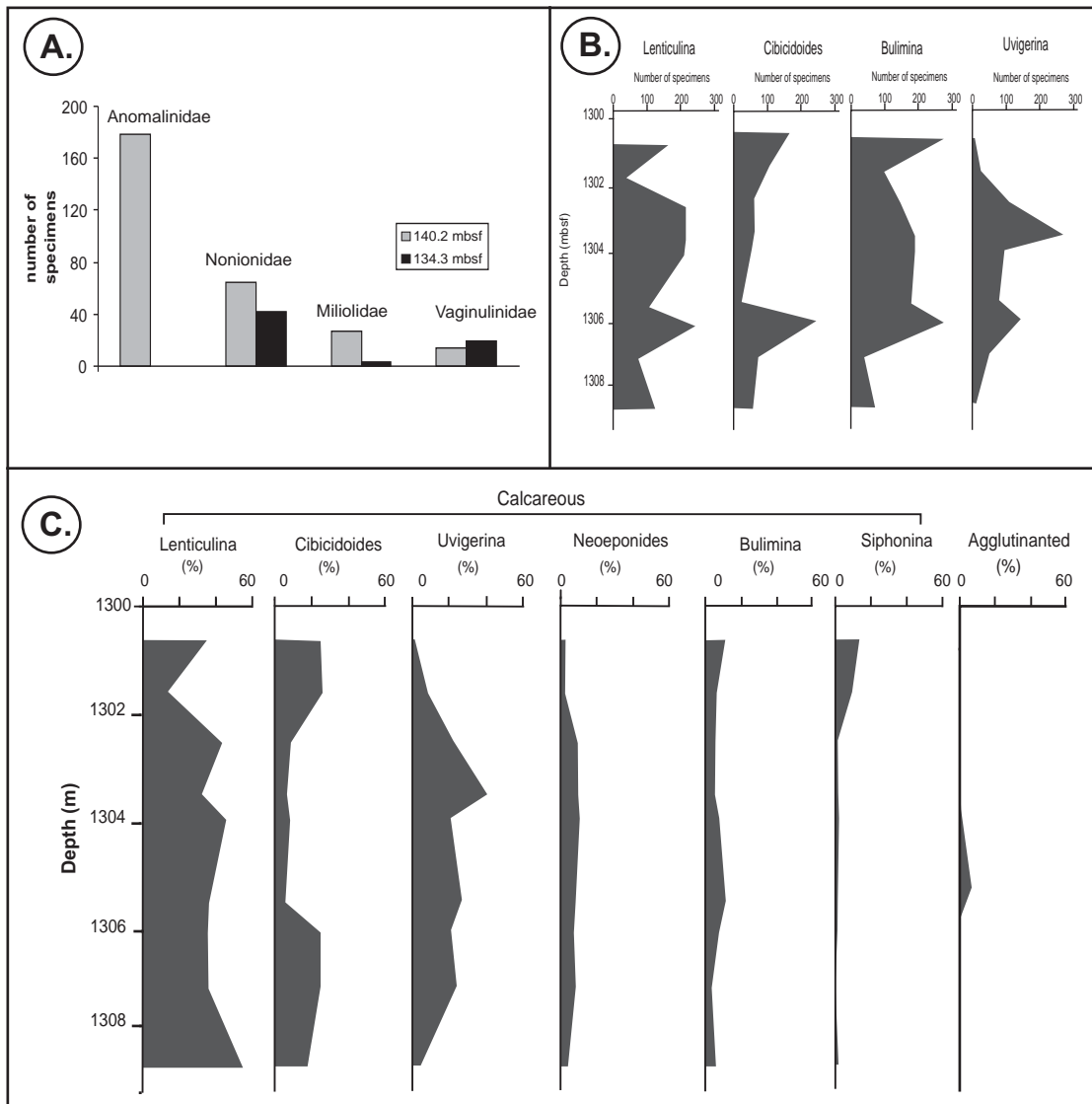


Figure 3

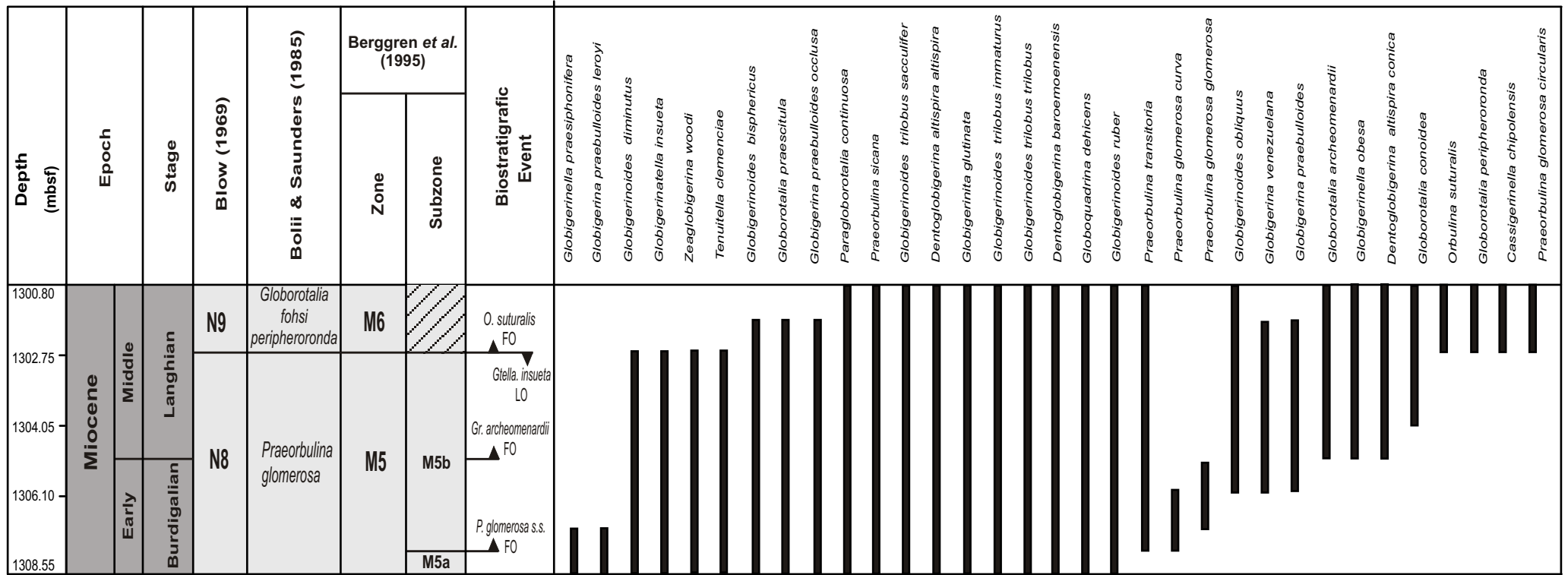


Figure 4

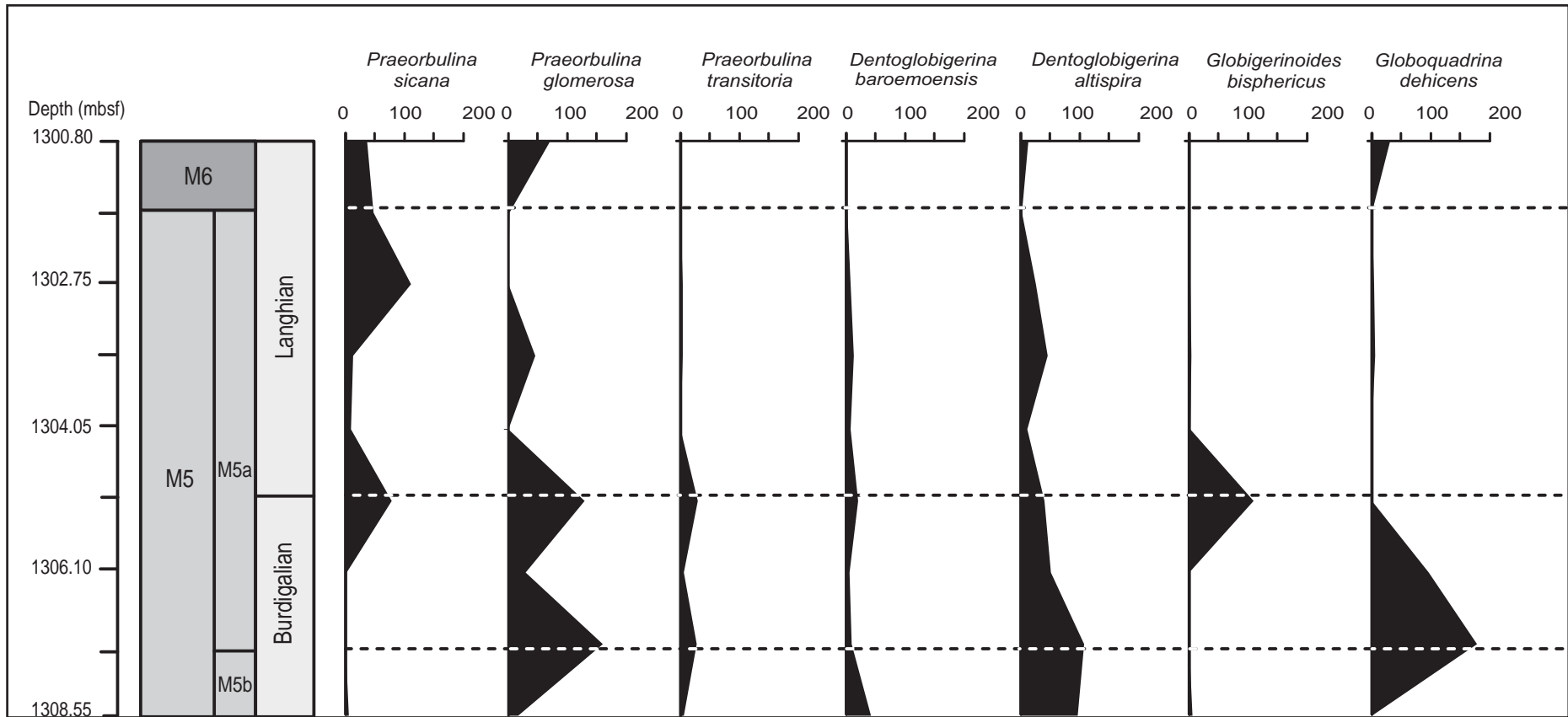


Figure 5

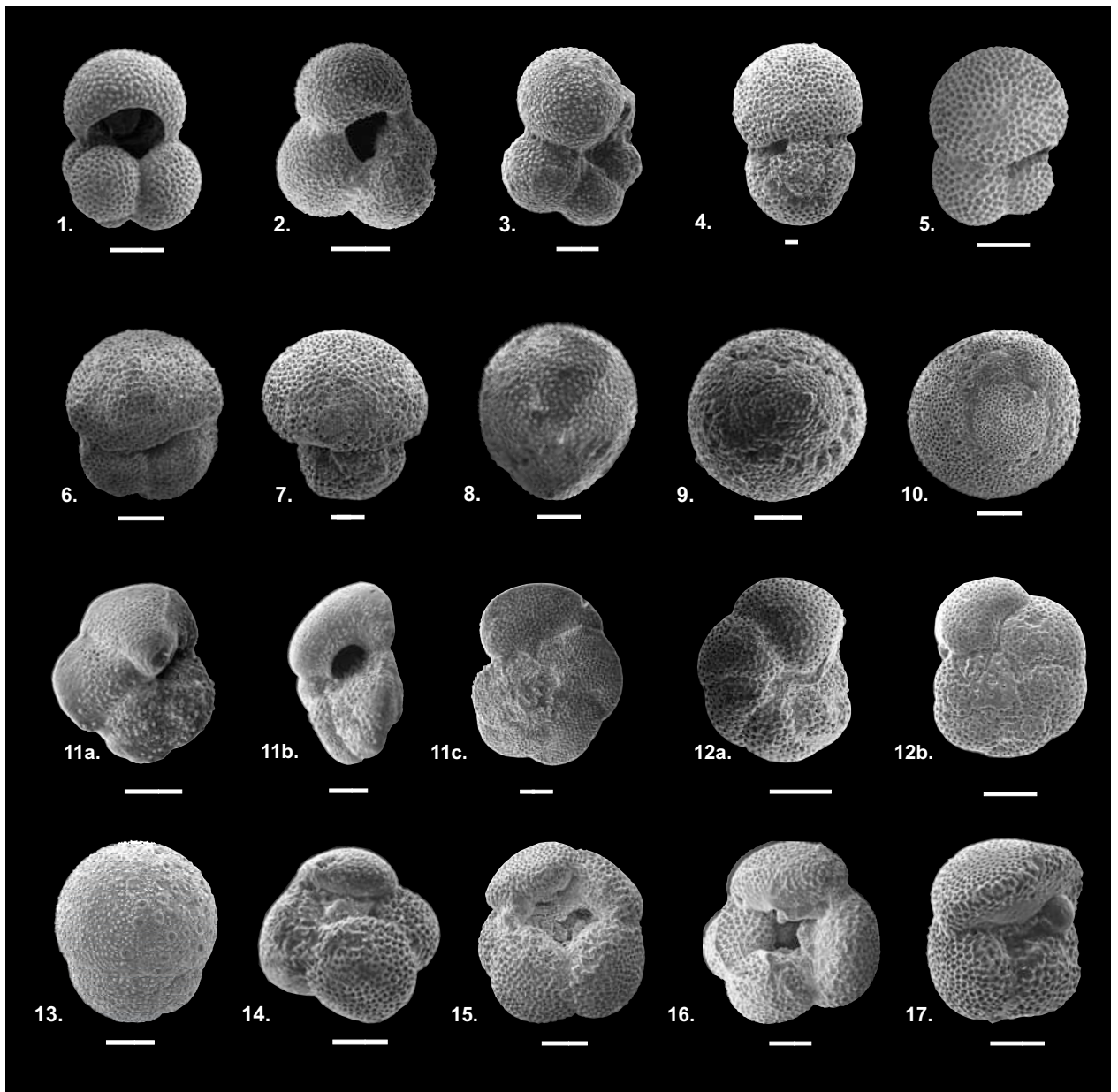


Figure 6

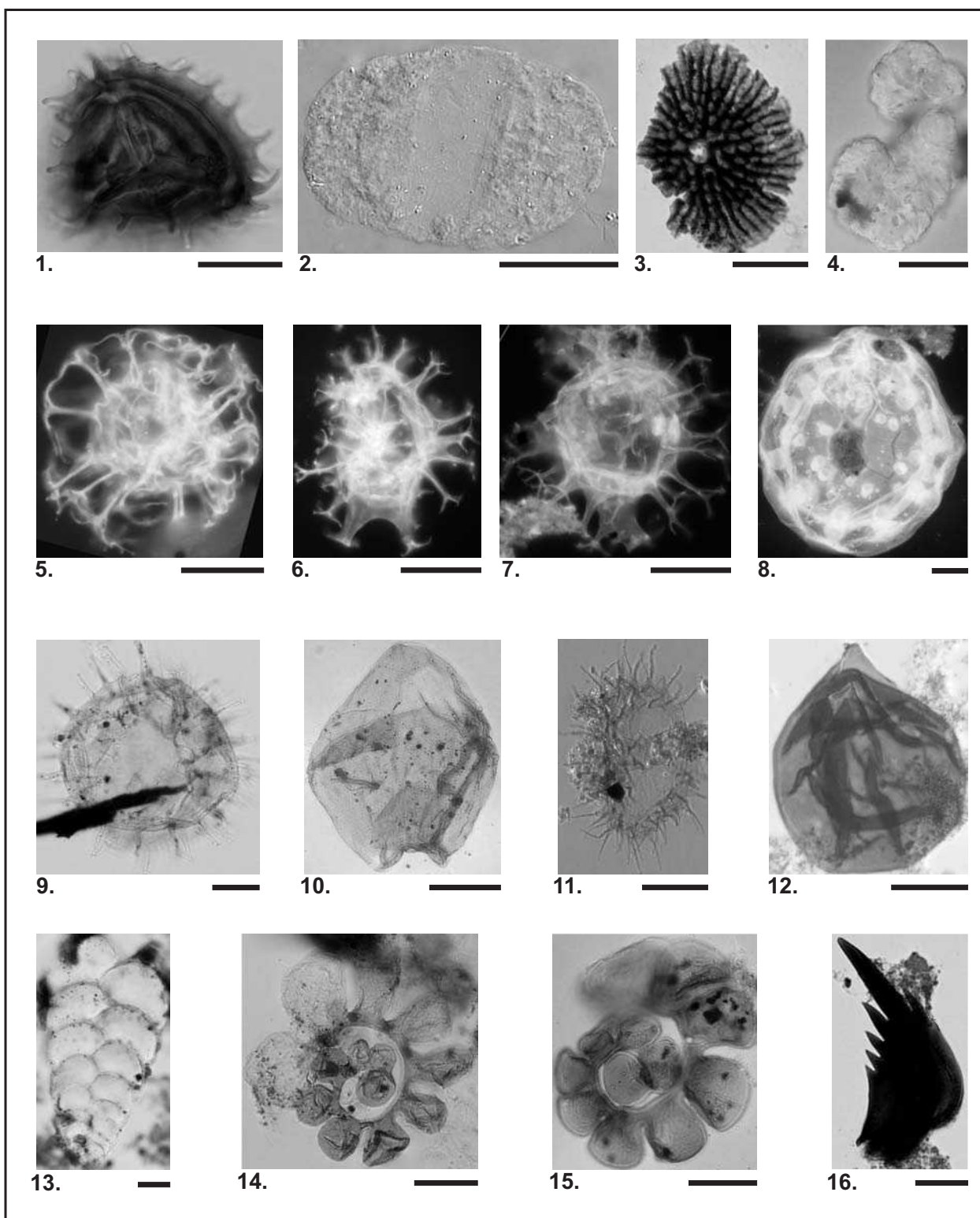


Figure 7

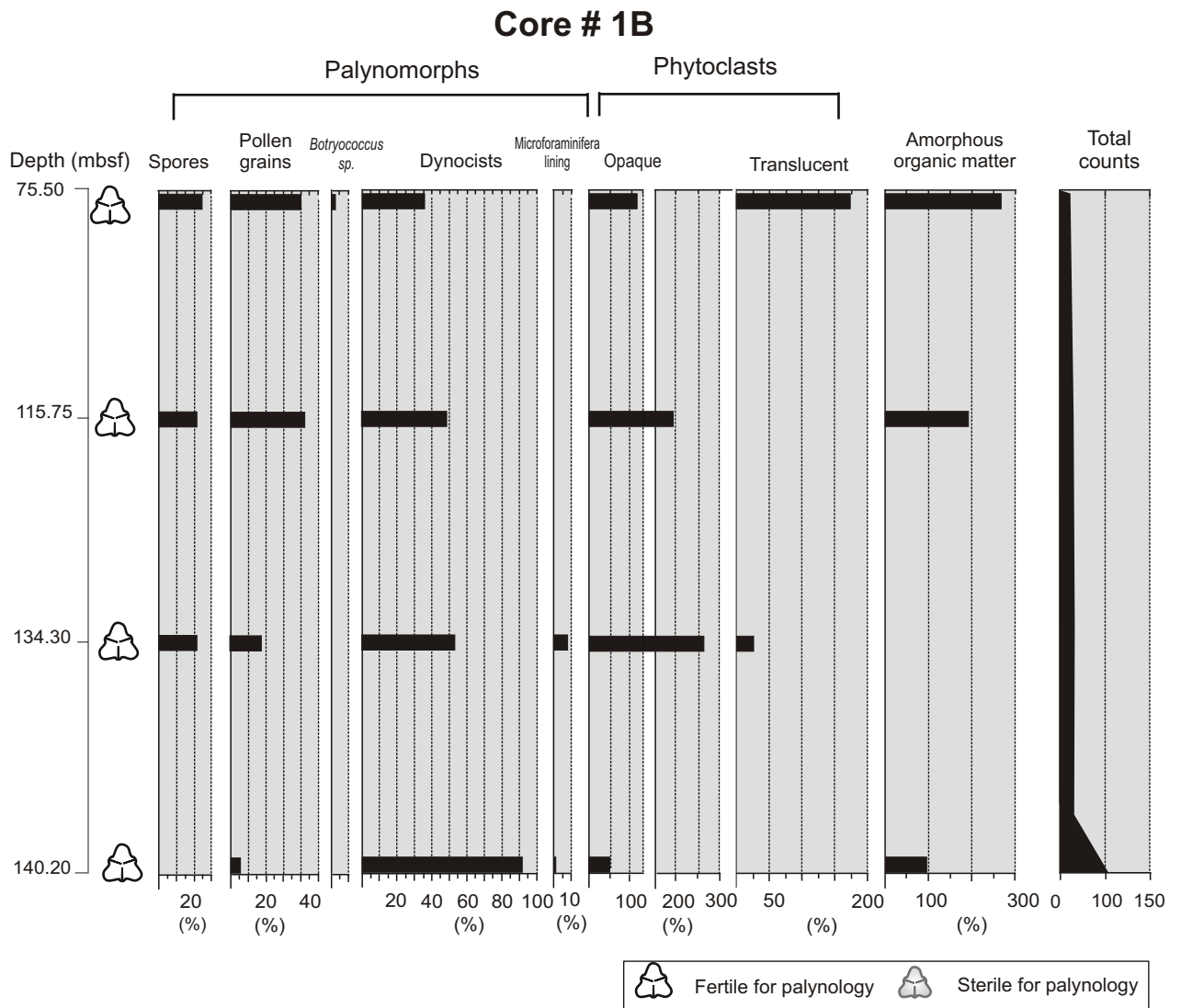


Figure 8

Core 2B

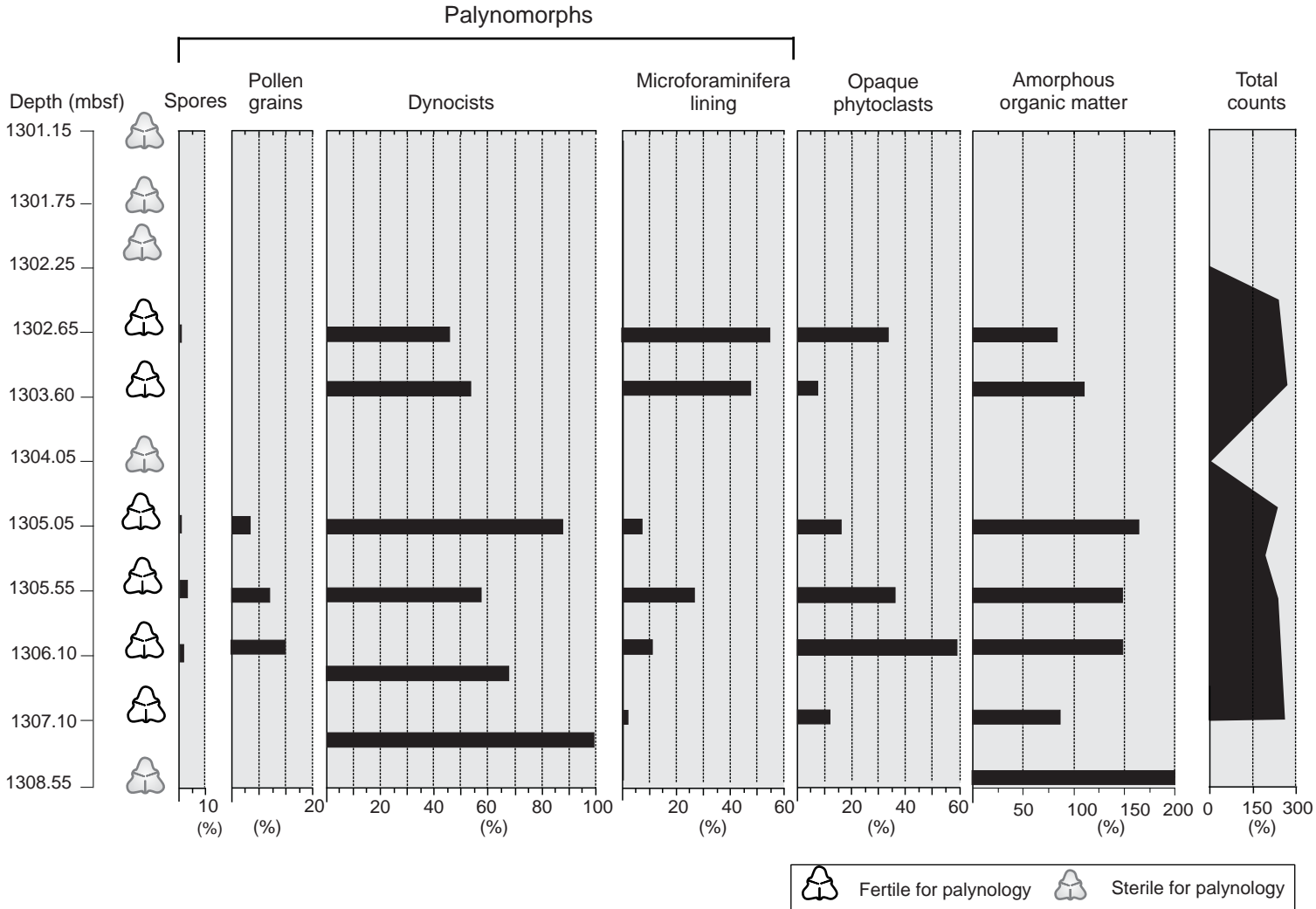


Figure 9

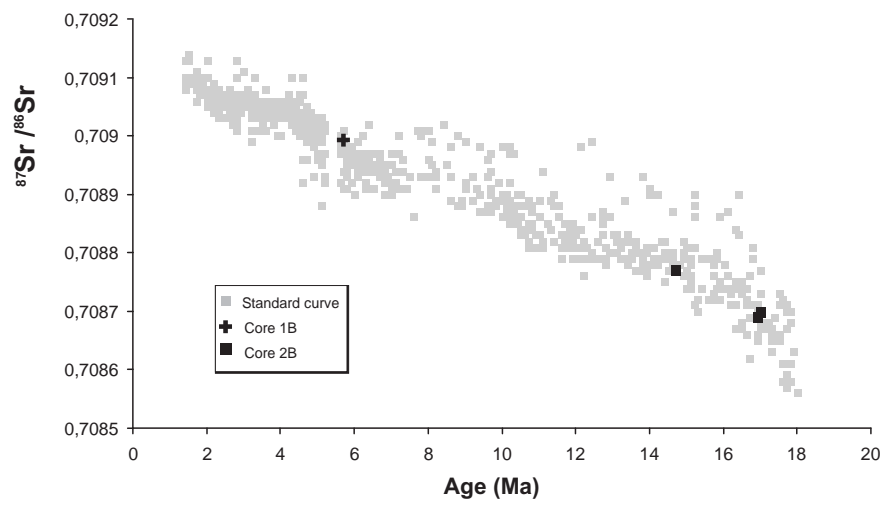


Figure 10

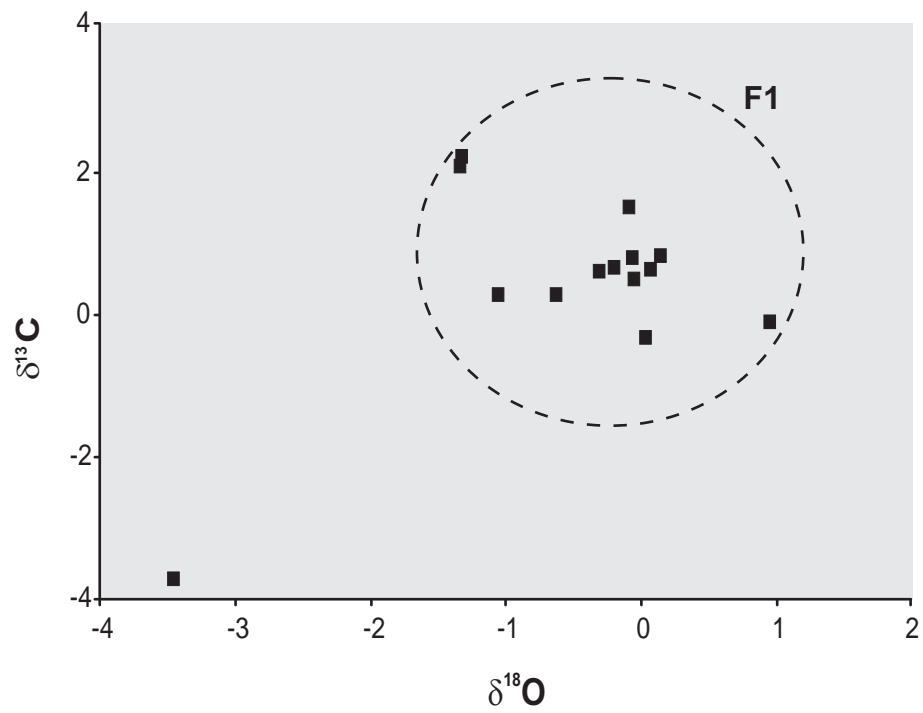


Figure 11

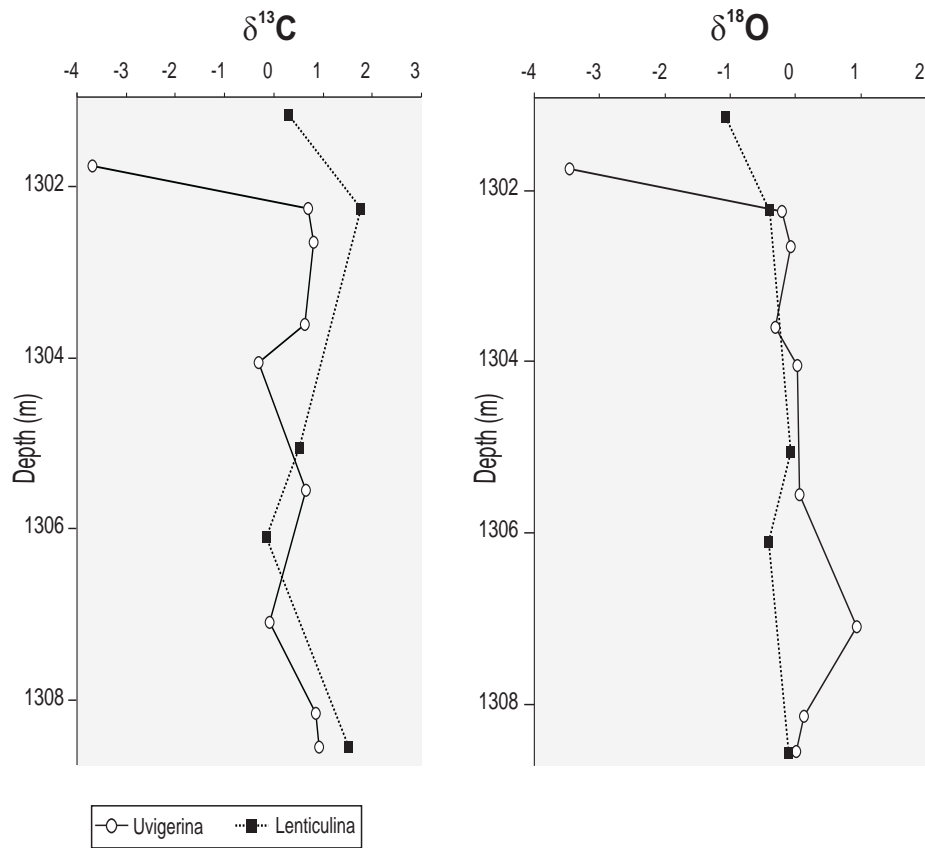


Figure 12

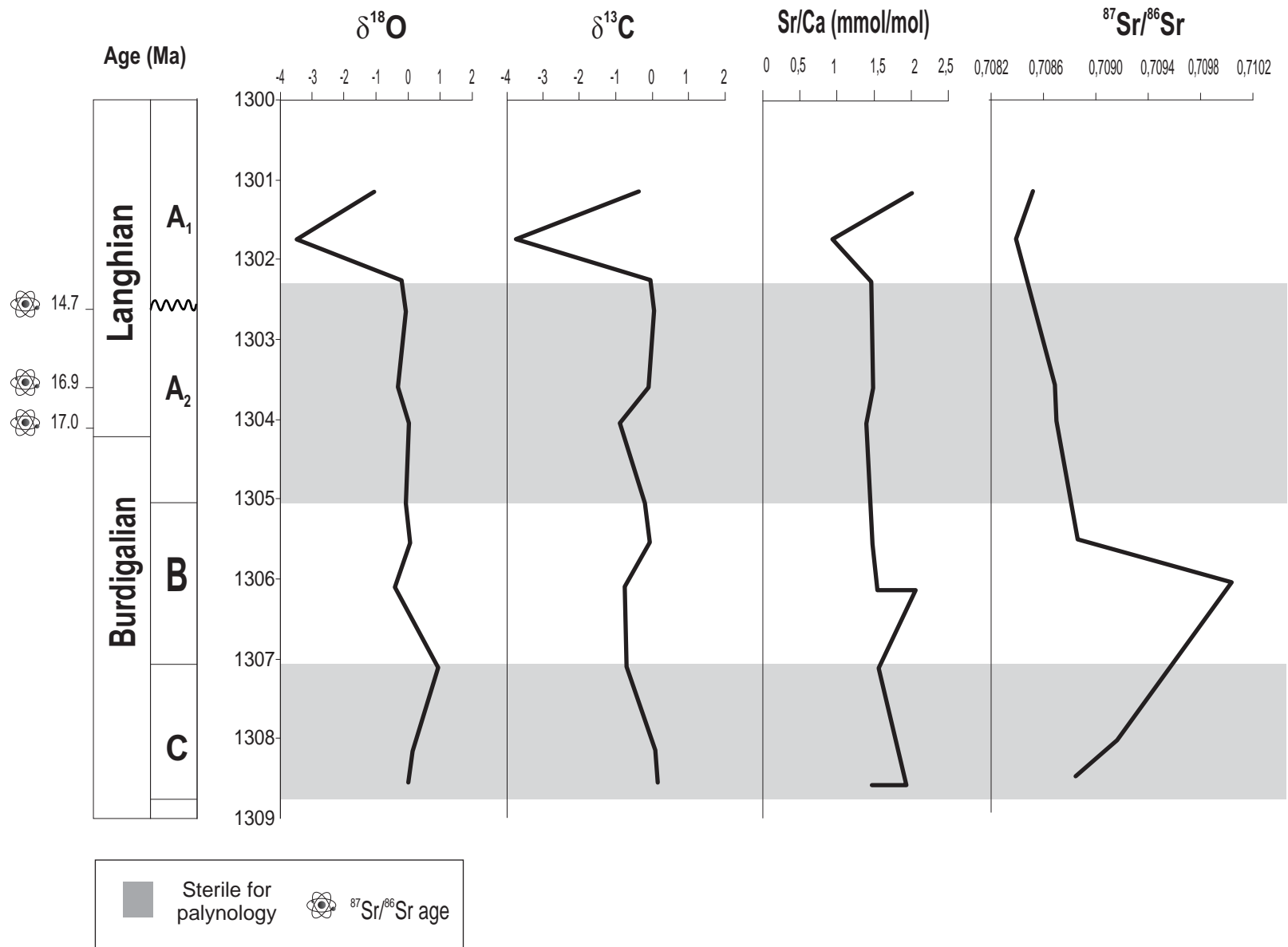


Figure 13

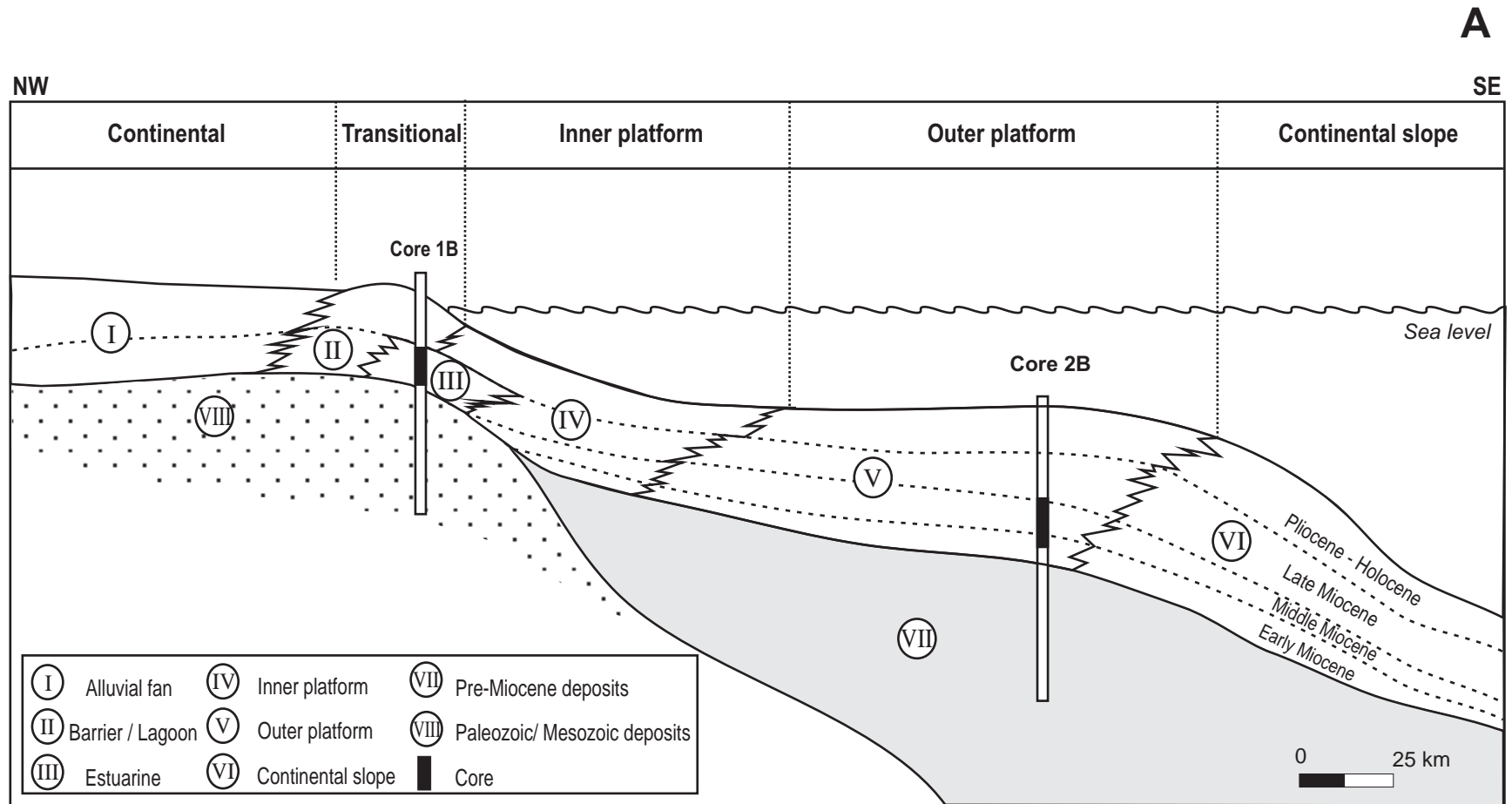
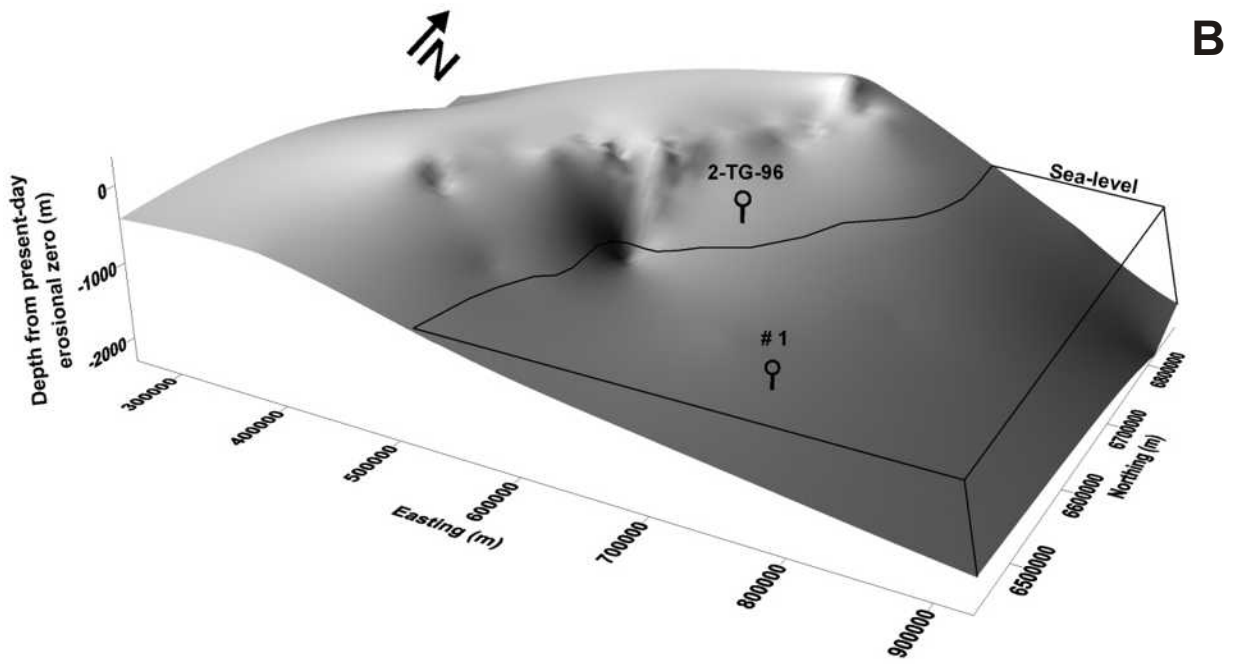


Figure 14

Early Miocene (Top)



Late Miocene (Top)

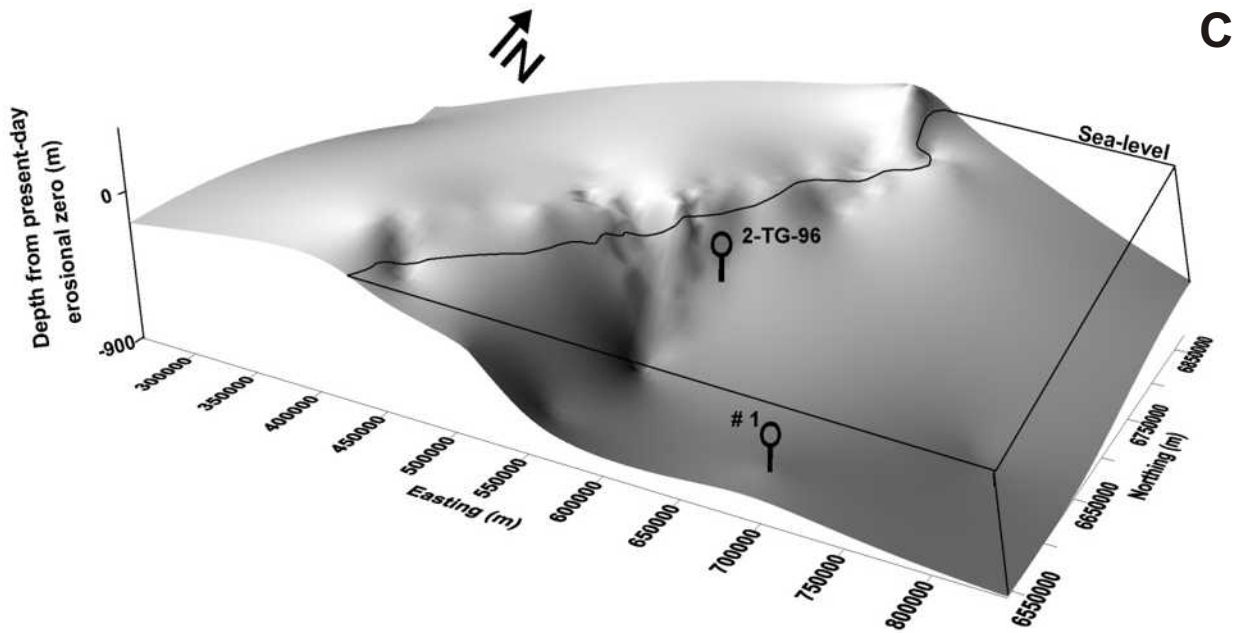


Figure 14

STRONTIUM ISOTOPE STRATIGRAPHY AND STABLE ISOTOPES OF THE TERTIARY DEPOSITS OF THE PELOTAS BASIN, SOUTHERN BRAZIL

Geise de Santana dos Anjos Zerfass^{1*}; Farid Chemale Jr.²; Candido A. Veloso Moura³,
Karen Badaraco Costa⁴, Koji Kawashita⁵

1- Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91540-000, Porto Alegre, RS, Brazil. geise.zerfass@petrobras.com.br

2 – Núcleo de Geologia, Universidade Federal de Sergipe, Jardim Rosa Elze, 49100-000, Aracaju, SE, Brazil. farid.chemale@ufs.br

3 – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Departamento de Geoquímica e Petrologia. Rua Augusto Corrêa nº 1, Guamá, 8608, 66075-900, Belém, PA, Brazil. candido@ufpa.br

4 – Instituto Oceanográfico, Praça do Oceanográfico, 191, Cidade Universitária, USP, 05508-900, São Paulo, SP, Brazil. karen.costa@usp.br

5 – Centro de Pesquisas Geocronológicas, Rua do Lago, 562, Cidade Universitária, USP, 05508-900, São Paulo, SP, Brazil. koji@usp.br

* Present address: BPA/PDEXP/CENPES/PETROBRAS, Av. Jequitibá, 950, prédio 20, 1120, 21949-900, Cidade Universitária, Ilha do Fundão, Rio de Janeiro, RJ, Brazil.

ABSTRACT

Strontium relative ages and stable isotope data of foraminifers from the Tertiary deposits of the Pelotas Basin, the southernmost portion of the Brazilian continental margin, allow the refinement of the chronostratigraphic framework and provide insights on the paleoceanographic evolution of this section. The reconnaissance of depositional gaps with confident age assignment represents an important advance considering the remarkably low chronostratigraphic resolution in the Cenozoic section of the basin. Strontium isotope analyses allow the identification of hiatuses classified as disconformities and diastems. Based on isotope (C, O, Sr) data, major unconformities and climate changes are recognized as those related to the beginning of the South-America-Antarctica separation, the Drake Passage opening and the establishment of the Antarctica Circumpolar Current. A major erosional surface is also recognized at 10.4 Ma, which is the first precise age for the initial deposition of the Rio Grande Cone structure in the Pelotas Basin.

Keywords: Foraminifera – Strontium – Stable isotopes – Paleogene – Neogene – Pelotas Basin

1. INTRODUCTION

The Pelotas Basin is a passive margin basin filled by sediments deposited during different stages of South Atlantic Ocean development. The Tertiary section represents a major regressive episode punctuated by disconformities and flooding surfaces. Deposits of this age in the Brazilian continental margin basins became an important target for exploration due to the occurrence of hydrocarbon reserves, including giant oil and gas fields, in the Santos and Campos basins.

Although several authors have focused their studies in the Pelotas Basin, gaps in the knowledge remain unsolved, such as the absence of published absolute ages for the Tertiary deposits. Up to the present day, only sparse estimations of age obtained from biostratigraphic studies are available.

The absence of volcanic strata appropriate for dating and the abundance of calcareous microfossils constitute a favorable scenario for the use of the strontium isotope ratio to obtain chronostratigraphic data for the Paleocene-Pliocene section of the Pelotas Basin. The use of the strontium isotopic ratio variations through time as a dating method offers the possibility of worldwide correlation, since the strontium isotope composition of the seawater is homogeneous and constant (Burke *et al.*, 1982).

This technique promotes accurate relative age determination, with the best resolution registered at steep segments of the standard curve, as with particular segments of the Cenozoic, including the Neogene and Paleogene, and the best temporal resolution from the late Eocene to the middle Miocene and from the late Pliocene to the Pleistocene (Elderfield, 1986; Hess *et al.*, 1986; Hodell *et al.*, 1991; Hodell and Woodruff, 1994; Oslick *et al.*, 1994).

The purpose of this paper is to provide an isotopic stratigraphic framework based on the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios from foraminifera tests of Paleocene to Pliocene deposits of the Pelotas Basin. Attention is paid to the identification of depositional gaps and their significance. Besides the chronostratigraphic approach, this paper presents data of carbon and oxygen isotopes and the Sr/Ca ratio as correlational tools to promote refinements for the Tertiary section of the basin in terms of paleoceanographic evolution.

2. GEOLOGICAL SETTING

The Pelotas Basin corresponds to the South American continental margin between 28°40'S and 34°S, limited to the north by the Florianópolis High (Brazil) and to the south by the Polonio High (Uruguay) (Kowsmann *et al.*, 1974; Rosa, 2007). The area of the basin is of about 210,000 km² up to the isobath of 2,000 m, with 40,000 km² emerged (Figure 1). The thickness of the sedimentary column of the basin reaches 12,000 m at its depocenter (Fontana, 1996). In terms of structural framework, the Pelotas Basin is considered less deformed, with strata dipping seaward and incipient post-depositional deformation (Fontana, 1987; Rosa, 2007).

The basin was developed in part over continental crust (Pre-Cambrian basement, Gondwana sediments and basaltic rocks extruded during the pre-rift phase) and in part over oceanic crust floor at its distal portion (Fontana, 1990).

The studied interval corresponds to a part of a major Paleocene-Holocene regressive supercycle that encompasses proximal siltstones and sandstones of the Cidreira Formation and mudstones with rare intercalations of turbiditic sands of the Imbé Formation (Dias *et al.*, 1994; Fontana, 1996; Bueno *et al.*, 2007). Deposits of the Cidreira Formation prograde to the distal portions of the basin, interfingering with sediments of the Imbé Formation. In the late Paleocene, deposition of the regressive section is characterized by prograding clastic wedges with increasing sedimentary input.

3. MATERIAL AND METHODS

The materials used in this study consist of foraminifera tests recovered from cutting samples collected in four wells drilled by Petrobras in the offshore portion of the Pelotas Basin (Figure 1). The analyzed cutting samples encompass the intervals from 720 to 2,619 mbsf in drill-hole 1A, from 2,142 to 4698 mbsf in drill-hole 2A and between 1,230 and 1,290 mbsf in drill-hole 3A. From well #01, the samples correspond to a core of 9 m that was sampled from 1,300.8 to 1.308.55 m.

The sample preparations followed the conventional micropaleontological techniques for calcareous microfossils. Foraminifera tests were hand-picked under the stereomicroscope Olympus-SZ1145 and, after that, were ultrasonically bathed with ultrapure water (Milli-Q).

The specimens previously selected under the stereomicroscope from the fraction >150 µm were separated and submitted to scanning electronic microscope imaging. The

assessment of the microtexture was performed to assure the preservation of the material for analytical purposes, as artifacts caused by post-depositional alterations could lead to misinterpretation (Lohmann, 1995; Brown and Elderfield, 1996; Shieh *et al.*, 2002).

The number of well-preserved specimens selected to carry out the strontium ratio analyses varied from one to fifteen specimens per sample. Among the samples taken from drill-hole 1A, 75 samples were composed of benthic foraminifera and 37 were of planktonic foraminifera. From the samples collected in drill-hole 2A, 28 were constituted by benthic foraminifera, 48 samples were of planktonic foraminifera and 12 were composed of a mixture of benthic and planktonic foraminifera tests, as a result of the insufficient number of specimens belonging to each group.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio analyses were carried out at the Isotopic Geology Laboratory of the Federal University of Rio Grande do Sul, Brazil. Samples were dissolved in 500 μl of HNO_3 5 N for 60 minutes at 60°C , and after that they were centrifuged for 10 minutes and dried at 120°C . After completing this phase, the samples were dissolved in 250 μl of HNO_3 5 N.

Strontium was collected using a mixture of SrSpecTM resin, 5 N ultrapure HNO_3 and Milli-Q water, and then it was collected in a mixture of Milli-Q water with HNO_3 7 N and H_3PO_4 . Samples were loaded on rhenium filaments with 2 μl of H_3PO_4 and 1 μl of TaCl_5 . Isotopic ratios were measured in dynamic mode with a VG Sector 54 multi-collector mass spectrometer. We collected an average of 100 to 120 ratios with a 1-volt ^{88}Sr beam. Strontium ratios were normalized to $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$. Analyses were adjusted for instrumental bias due to periodic adjustment of collector positions, as monitored by measurements of laboratory internal standards. Measurements for the NBS-987 standard were $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710250 \pm 0.000007$. The total blank averages were <30 pg of strontium. The correction for the blank was insignificant for the strontium isotopic compositions.

Carbon and oxygen isotopic analyses were performed at the Isotope Geology Laboratory of the Federal University of Pará, Brazil. The number of test samples varied from two to six per sample depending on the size of the specimens.

Stable isotope analyses were carried out in a total of 86 samples, corresponding to 44 analyses from samples taken from drill-hole 1A, 34 from samples of drill-hole 2A and 8 from samples collected from well 3A. Additionally, the data of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ from well #01 were compiled from Anjos-Zerfass *et al.* (submitted).

Only well-preserved tests were selected for performing stable isotope analyses. Accordingly, samples taken from intervals strongly affected by diagenetic processes were not used in the isotopic analyses.

CO₂ gas was extracted from the foraminifer tests using 100% orthophosphoric acid at 70°C. The gas was analyzed by an on-line KIEL-III system coupled to the mass spectrometer Finnigan MAT-252. The results obtained are reported in the conventional δ notation in per mil (‰) relative to Chicago PDB standard. Analysis of the standard NBS-19, during this study, showed average $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of 2.0‰ and -2.13‰, respectively.

Strontium and calcium concentrations were determined with ICP-MS by Activation Laboratories Ltd., Ontario, Canada. Furthermore, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ were applied as criteria for distinguishing chemical diagenetic alterations that did not affect the preservation of the morphological characteristics.

4. RESULTS

4.1 Preservation

As diagenetic alterations can occur on the micrometer scale, some distinctive features are not visible under the stereomicroscope (Sexton *et al.*, 2006; Williams *et al.*, 2007). Thus, SEM imaging was used to evaluate the preservation of the test microtextures, assuring the integrity of the samples used for isotopic analysis. In addition to this, the Sr/Ca ratio was used as a criterion to ensure the preservation of the original composition of the tests.

The obtained Sr/Ca ratios ranged from 0.70 mmol mol⁻¹ to 2.29 mmol mol⁻¹ (Table 1). These data are consistent with the range of Sr/Ca ratios recorded for Recent to Eocene foraminifera tests and carbonates of the Atlantic Ocean compiled from the literature (Hampt and Delaney, 1997; Lea *et al.*, 1999; Hall and Chang, 2004; Lear *et al.*, 2003).

Poorly preserved tests with evident contaminant phases or dissolution features were analyzed to identify the post-depositional processes actuating in the studied sedimentary section. Four types of diagenetic alterations were recognized, and these are listed in order of downward progression in the section: (i) partial dissolution, (ii) oxidized coating associated with pyrite grains, (iii) neomorphism (recrystallization) and

(iv) cementation. A study of the post-depositional features in the Miocene section of the wells herein studied was previously summarized by Anjos-Zerfass *et al.* (submitted).

Tests affected by partial dissolution were characterized by suture deepening, collapse of the pore pits and coalescence of pores, whereas alterations caused by neomorphism- were represented by reductions of pore size, loosening of the original microtexture patterns and increases of crystal size. Cementation was characterized by the obliteration of microtextural features, pore obstruction and calcite overgrowth. Foraminifera tests presenting oxidized coatings exhibited complete obliteration of the microtexture due to the formation of films or crusts. Representative specimens of the different diagenetic alterations are illustrated in Figure 2.

Partially dissolved tests were observed only in drill-hole 1A, in the interval from 1,224 mbsf to 1,314 mbsf, and in the top of the studied intervals of drill-hole 3A and #01. The occurrence of foraminifera tests coated with oxidized films was recorded in drill-holes 1A (1,314 mbsf to 1,548 mbsf) and 2A (2,448 mbsf to 2,664 mbsf). The tests altered by neomorphism and cementation occurred in association, located in the whole interval below the zone of occurrence of oxidized tests in drill-holes 1A and 2A and throughout the studied intervals of drill-hole 3A and core #01. The tests altered by diagenetic processes occurred in association with others that were well-preserved, and they are concentrated in well-defined intervals. The results mentioned above allow the recognition of the diagenetically altered intervals and, consequently, the quality of the isotope data through the section.

4.2 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio was obtained from 174 samples taken from four drill-holes. Analyses were performed in 86 samples from drill-hole 1A, 62 samples collected in drill-hole 2A, two samples from drill-hole 3A and three samples from drill-hole 2B.

In drill-hole 1A, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values ranged from 0.7070694 to 0.709285 (Appendix 1). Regarding the analytical precision, values of 2σ ranged from 0.000011 to 0.000058, demonstrating the excellent quality of the data. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio obtained from the samples of drill-hole 2A oscillated between 0.707656 and 0.708850, with values of 2σ ranging from 0.000014 to 0.000128 (Appendix 2). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios from drill-holes #01, 3A and 2-TG-96-RS are listed in Appendix 3.

The standard curve used age assessments derived from the database compiled by Veizer *et al.* (1999). Most of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in the studied intervals fit the standard curve. From the 174 samples analyzed, 139 allowed age assignments. The remaining 35 samples show ratios higher or lower than those values expected in the standard curve. These samples represent groups of discrepant isotopic ratios values relative to the curve, and they are concentrated in certain levels, as shown in Figure 3.

The estimated ages for well 1A range from 3.6 to 56.7 Ma, and the section of drill-hole 2A spans from 14.1 to 65 Ma. Two samples provided age data for well 3A, allowing the sampled section (1,230 mbsf – 1,290 mbsf) to be assigned the age of 17.2 – 17.3 Ma. In drill-hole #01, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relative ages resulted in a range from 14.7 to 17 Ma (Figure 4). The distribution of the estimated ages through the studied wells allowed the identification of depositional gaps.

Four hiatuses were identified in the studied section of drill-hole 1A: (i) the middle Eocene (44.13 Ma, Lutetian – 39 Ma, Bartonian) at 2,259 mbsf, (ii) between the late Eocene (34.1 Ma, Priabonian) and the early Oligocene (31.5 Ma, Rupelian) at 2,187 mbsf, (iii) within the early Miocene (19.76 – 18.3 Ma, Burdigalian) at 1,476 mbsf and (iv) between the early Miocene (17 Ma, Burdigalian) and the late Miocene (10.4 Ma, Tortonian) at 1,350 mbsf (Figure 5).

Five hiatuses were recognized in the sampled section of drill-hole 2A: (i) between the early Paleocene (61.8 Ma, Danian) and the late Paleocene (58.8 Ma, Thanetian) at 4,500 mbsf, (ii) between the early Eocene (53.7 Ma, Ypresian) and the middle Eocene (47.91 Ma, Lutetian) at 4,356 mbsf, (iii) within the middle Eocene (42.3 Ma, Lutetian – 39.7 Ma, Bartonian) at 4,014 mbsf, (iv) in the early Miocene (20.9 Ma, Aquitanian and 18.5 Ma, Burdigalian) at 3,168 mbsf and (v) between the early Miocene (17 Ma, Burdigalian) and the middle Miocene (14.6 Ma, Langhian) at 2,232 mbsf (Figure 5).

The ages obtained from drill-hole #01 allowed the recognition of a hiatus between the early and middle Miocene (17-14.7 Ma). This gap was not detected by the application of biostratigraphy (Gomide, 1989; Anjos-Zerfass *et al.*, submitted). In drill-hole 3A, only punctual ages were obtained, and as a consequence, these results do not allow the identification of hiatuses. However, these data are important to stratigraphic correlations. Figure 6 shows the discontinuities and their correlation through the studied drill-holes.

4.3 Stable isotopes

The stable isotope data obtained from drill-hole 1A ranged from -3.55‰ to 1.86‰ and from -3.12‰ to 3.11‰ for oxygen and carbon, respectively. In drill-hole 2A, values of the $\delta^{18}\text{O}$ ratio ranged from -3.94‰ to 3.01‰ and the $\delta^{13}\text{C}$ ratio varied between -4.23 ‰ and 2.58‰ (Figure 7). The lighter values were recorded in drill-hole 3A, with ‰ and $\delta^{13}\text{C}$ values ranging from -5.04‰ and 1.05‰ (Table 2).

Most of the $\delta^{18}\text{O}$ values were concentrated in a range between -2‰ to 2‰ PDB, and the majority of the $\delta^{13}\text{C}$ data ranged from -1‰ to 3‰ PDB. More scattered data were obtained from drill-holes 2A and 3A, particularly including a group of lighter isotopic compositions, as illustrated in Figure 7.

5. DISCUSSION

The integration of the C-O-Sr isotopes provides very important information on the paleogeography of the southern South Atlantic and Antarctica as well on the sedimentary record of the Pelotas Basin during the Tertiary period. Among the main questions for the region are the influence of global events in the region, such as the separation of Antarctica-South America, and the Drake Passage establishment, as well the effects of those events with significant expression in the region, such as the Cone do Rio Grande, the most remarkable physiographic feature in the Pelotas Basin (a geoform with 28,900 km² area and more than 4,000 m of sedimentary package thickness, formed during the late Miocene and early Pliocene) (López *et al.*, submitted).

In Table 3, we summarize the main events for the Pelotas Basin based on the carbon, oxygen and strontium isotope data obtained in this work by the analyses of foraminifera tests from siliciclastic sediment samples collected of drill cores and cuttings samples.

5.1. Post-depositional / burial processes

The preservation of the samples was assessed through the evaluation of test microstructures using SEM imaging, Sr/Ca ratio and carbon and oxygen isotope analyses. Values of the Sr/Ca ratios obtained for the studied samples match the range of values recorded for foraminifera tests from Tertiary deposits of the South Atlantic,

pointing out the preservation of the original composition of the tests. Most of the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ data acquired for the studied section correspond to the average values referred to in the literature for Tertiary carbonates, as can be verified in the compilation prepared by Veizer *et al.* (1999). Indeed, $\delta^{18}\text{O}$ does not co-vary with the $\delta^{13}\text{C}$ values (Figure 7), representing evidence of the preservation of the original isotopic composition for most of the studied samples.

The group of samples presenting lighter and scattered $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values may be related to the replacement of foraminiferal calcite by isotopically lighter cements. A plausible explanation for this is the interaction of the tests with the lighter waters associated with organic matter oxidation and enrichment in the ^{12}C of the dissolved carbon (Savin and Douglas, 1973; Scholle and Arthur, 1980; Killingley, 1983; Williams *et al.*, 2005).

Poorly preserved foraminifera tests occurred along the studied interval, with specimens showing different types of preservation in well-defined intervals.

Tests exhibiting features of dissolution occurred in drill-hole 1A in an interval dated as the late Miocene (9.46 to 10.13 Ma), while the sampled section of drill-hole 2A did not show this type of post-depositional alteration. Dissolution takes place during the interaction of carbonates with waters sub-saturated in calcium carbonate (Collen and Burgess 1979). Accordingly, the occurrence of partial dissolution in the tests from the more proximal well 1A may be related to meteoric water infiltration driven by a regressive event connected with the initial formation of the Cone do Rio Grande (see below) at 10.4 Ma.

Tests showing oxidized coatings occurred in an interval ranging in age from Burdigalian to Tortonian (10.3 to 18.2 Ma) in drill-hole 1A and in the Burdigalian section (17.3 to 17.7 Ma) of well 2A. The occurrence of tests coated by an oxidized film may be related to a regressive event that, by exposing areas of the platform, promotes the reworking of the Miocene deposits. This matches with the herein-identified discontinuities encompassing the Burdigalian section.

In drill-holes 1A and 2A, foraminifera tests affected by cementation and neomorphism were found immediately below the interval containing coated tests, which comprised the older interval of the studied section. This type of diagenetic alteration was the only kind observed along the sampled section of drill-hole 3A. Recrystallization represents an important process of mineralogical stabilization in which a textural modification takes place due to the replacement of the biogenic calcite of the tests by

larger crystals. The degradation of the original texture of the tests is provided by successive episodes of dissolution and re-precipitation, resulting in the complete replacement of the biogenic calcite by neomorphic inorganic calcite (Pearson and Burgess, 2008). Although recrystallization does not actually affect the composition of the calcite, changes in the isotopic composition of the tests are affected when the water in which the neomorphic calcite precipitates presents a distinct composition (Williams *et al.*, 2005).

During early diagenesis, recrystallization acts to increase the $\delta^{18}\text{O}$ values (Killingley, 1983; Williams *et al.*, 2005). However, in the interval of the occurrence of recrystallized tests, lighter $\delta^{18}\text{O}$ values were observed. This is probably related to a concomitant non-marine carbonate interaction as cementation occurs, with lighter values of $\delta^{18}\text{O}$ derived of the re-precipitation of carbonates enriched in ^{16}O (Friedman, 1998).

5.2 Hiatal surfaces

Based on the ages obtained from the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios, it was possible to recognize hiatuses in the studied section. The significance of these hiatuses is suggested based on their importance, ranked by correlation across the studied drill-holes. In addition, the association of these discontinuities with events registered in adjacent basins or global widespread events facilitated the hiatus characterizations.

A presumably disconformity was registered in the early-late Paleocene interval, (Danian - Thanetian, 61.8 – 58.8 Ma) in the section of drill-hole 2A (Figure 4). As the available samples of drill-hole 1A do not reaches deposits of the Paleocene age, this disconformity was inferred based only on drill-hole 2A. This discontinuity would correspond to the erosive event “A” of Antunes (1989), which was recorded in the northern segment of the Brazilian continental margin adjacent to the Pelotas Basin.

Up-section, a disconformity in the middle Eocene section, between Lutetian and Bartonian, was identified in drill-hole 1A (44.13 – 40.6 Ma) (Figure 4). This hiatus can be related to a global event of cooling (Keller *et al.*, 1987). A disconformity was recorded between the late Eocene (Priabonian) and the early Oligocene (Rupelian), from 34.1 Ma to 31.5 Ma, in well 1A. The disconformities mentioned above do not extend to the distal drill-hole 2A, in which they would become a correlative conformity. This

hiatus is probably related to a cooling event recorded by Abreu and Savini (1994) in the adjacent Campos Basin.

A discontinuity in the early Miocene was identified in the section of well 2A between Aquitanian and Burdigalian (20.9 - 18.5 Ma). A correlated hiatus in the Burdigalian (19.76 - 18.3 Ma) was recorded in the more distal drill-hole 1A. These hiatuses are probable due to an erosive event, considering that Fontana (1996), through the evaluation of seismic sections and biostratigraphic data, recognized an erosive hiatus in the early Miocene section of the Pelotas Basin, between 20 and 18 Ma. This episode corresponds to the erosive event, NH1, proposed by Keller and Barron (1983), which was driving by a eustatic fall due to a major cooling.

A major disconformity was identified between the early and late Miocene (17-10.4 Ma) in drill-hole 1A and between the middle and late Miocene (17-14.6 Ma). This last hiatus was previously recognized by Anjos-Zerfass *et al.* (submitted) in the section of drill-hole 1A (17-14.7 Ma).

An erosional event of Burdigalian age (*ca.* 17.4 Ma), called "Event E," was registered in the southeastern portion of the Brazilian continental margin (Antunes, 1989; Abreu and Savini, 1994). This event probably corresponds to a glacio-eustatic sea-level fall and a major cooling pointed out by Keller and Barron (1983). Furthermore, other authors (Vail and Hardenbol, 1979; Haq *et al.*; 1988) have referred to a eustatic fall near this age.

Fontana (1996) reported the occurrence of an erosive surface at the late Miocene section of the basin (*ca.* 10 Ma). This discontinuity was also reported in other basins of the Brazilian continental margin (*e.g.*, Viana *et al.*, 1990; Rossetti, 2001; Arai, 2006; Pasley *et al.*, 2004), representing a horizon of interregional correlation in the basins of the Brazilian continental margin, produced as the consequence of a sea-level fall that peaked in the middle Miocene (Burdigalian - Serravalian). In the Pelotas Basin, this event at 10.4 Ma is interpreted as the initial stage of the Rio Grande Cone deposition.

After the late-to-middle Miocene climatic optimum, a period of gradual cooling was related to the reestablishment of the Antarctic ice-sheet (Zachos *et al.*, 2001). Miller *et al.* (1987) inferred an event of ice-sheet growth by 10 Ma, coincident with a chronostratigraphic break. In fact, the sea-level curve of Haq *et al.* (1988) shows a major fall of the Neogene by 10.5 Ma. Additionally, faunal and $\delta^{18}\text{O}$ data indicate a cooling and an increase in the global ice sheet volume near 10 Ma (Hodell and Kennett, 1985; Shackleton and Kennett, 1975).

A hiatus identified in drill-hole 2A during the early-middle Eocene (Ypresian – Lutetian, 53.7 – 47.91 Ma) that could not be correlated to other wells was, as a consequence, interpreted as diastem. A correlated discontinuity was reported by Koutsoukos (1982) (*ca.* 47.2 to 51 Ma) in the northern portion of the basin. The nature of this discontinuity remains unclear since the depositional gap evidenced by $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ages was not associated with significant events of sea-level falling. Isotopic and biostratigraphic gaps could be produced by either (i) erosion, (ii) non-deposition or (iii) condensed sections during floodings. As this hiatus was only recognized in the more distal 2A drill-hole, the last hypothesis is considered to be more plausible. Furthermore, an argument to reinforce this assumption is that the referred section was produced in an epoch of high sea-level, according to the eustatic curve of Haq *et al.* (1988).

5.3 Thermal events and paleoproductivity

Based on oxygen and carbon isotope data from drill-hole 1A, it was possible to recognize paleotemperature trends and variations in the productivity throughout the studied interval.

The interval between the early Eocene (53.7 Ma, Ypresian) and the late Oligocene (26.21 Ma, Chattian) shows a trend of cooling, reaching the maximum $\delta^{18}\text{O}$ value of 1.02‰ at 26.21 Ma. These data corroborate the assumption that the hiatuses recorded between Lutetian and Bartonian (44.13 Ma – 39 Ma) and (34.6 – 31.5 Ma) were associated with sea-level fall events driven by cooling events (Figure 8). Furthermore, the Cenozoic $\delta^{18}\text{O}$ record of benthic foraminifera indicates climatic deterioration, with a decrease of the temperature from the early to late Eocene (50 – 34 Ma), followed by a cold period until 26 Ma (late Oligocene) (Livemore, 2005). The Drake Passage opening has been recognized as the trigger for an abrupt cooling (event Oi₁) due to the Antarctic Circumpolar Current (ACC) (Livemore *et al.*, 2005). The Drake Passage would have been open for the circulation of intermediate and deep waters in the early Oligocene (Lawver and Gahagan, 2003; Latimer and Filippeli, 2002; Berggren and Hollister, 1977) or in the late Eocene (Scher and Martin, 2006).

From the early Oligocene to early Miocene (Aquitania) a progressive lowering of $\delta^{18}\text{O}$ indicates a period of gradual warming. This warming trend culminated at 20.63 Ma, at which the minimum value of $\delta^{18}\text{O}$ was -3.55‰ (Figure 8). This event is consistent with reports of a warming trend through the late Oligocene to early Miocene

(Spezzaferri, 1995; Hodell and Kennett, 1985; Savin *et al.*, 1981). A new period of cooling began by the end of the Aquitanian and persisted until the Burdigalian (17 Ma).

In the late Miocene, from 10.4 Ma (Tortonian) to 6.93 Ma (Messinian), a major trend of cooling was observed on a third-order scale, with superimposed short-term cycles (*ca.* 400 Ky) (Figure 9). These minor cycles may correspond to climatic oscillation related to Milankovitch cycles (eccentricity), which occur at periods of about 400 and 100 Ky (Perlmutter and Matthews, 1992). This decline of temperature is coherent with the paleoclimatic scenario of the late Miocene, which is characterized by worldwide cooling and ice-sheet growth in Antarctica (Zachos *et al.*, 2001; Billups, 2002).

Furthermore, the cooling since the Tortonian, as evidenced by the $\delta^{18}\text{O}$ data from drill-hole 1A, reinforces the assumption of a glacio-eustatic sea-level fall as the cause of the unconformity between the Burdigalian and Langhian / Tortonian.

Oxygen isotope data from drill-hole 2A shows a trend of cooling in the early Miocene (Burdigalian, 18.4 to 17 Ma), with superimposed short-term cycles as observed in the late Miocene section of drill-hole 1A.

The interval of Ypresian to Priabonian (53.27 - 35.25 Ma) is marked by a trend of decreasing $\delta^{13}\text{C}$ values, indicating reductions of the productivity or decreases in the preservation of organic matter. These data are in agreement with the cooling trend identified in this interval, since cold and oxygenated bottom-water act in organic matter oxidization.

A $\delta^{13}\text{C}$ positive trend between the Rupelian (30.56 Ma) and Aquitanian (22.8 Ma) is indicative of a gradual increase in the productivity of or the burial of organic matter. This trend can be related, although slightly out-of-phase, to the abovementioned warming event, since milder climates promote enhanced weathering and, consequently, increases in the nutrient influx and productivity. A positive carbon isotope trend at the late Oligocene to early Miocene (24.4 to 22.6 Ma) was reported by Hodell and Woodruff (1994), and this was called the “carbon isotopic maximum at Oligocene-Miocene boundary.” This event has been recognized by other authors, including Mutti *et al.* (2005), Zachos *et al.* (2001) and Zhao *et al.* (2001).

6. CONCLUSIONS

The integration of the chronostratigraphic data generated in this study with the biostratigraphic data compiled from the literature provides elements for refining the chronostratigraphic framework of the Tertiary section of the Pelotas Basin.

The recognition of hiatuses that match those based on biostratigraphic data, as well as with global events, demonstrates the quality of the obtained isotope data. Relative strontium isotope dating represents an alternative method to biostratigraphy that is capable of producing high quality data, although is highly recommended to apply both methods in order to compare the results.

In terms of the discontinuities identified through the use of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio, two of them are observed in drill-holes 1A and 2A: (i) the early to middle/late Miocene, spanning from 17.0 to 10.4 Ma in drill-hole 1A and from 16.8 to 14.6 in well 2A; and (ii) the early Miocene, from 19.8 to 18.3 Ma (drill-hole 1A) and from 20.9 to 18.5 Ma (drill-hole 2A). These two hiatuses mark events of widespread platform exposure and erosion as a consequence of cooling events. The early – middle/late Miocene discontinuity is coeval to the reestablishment of the Antarctic ice-sheet. In drill-hole 1A, from 17 to 10.4 Ma, there is no sedimentation record, which is interpreted as a major erosional event due to the initial deposition at 10.4 Ma of the Rio Grande Cone, a large depositional feature controlled by regression of the sea-level and continental margin uplift.

The early Miocene hiatus coincided with the NH1 global erosional event. In the case of these discontinuities, rising values of $\delta^{18}\text{O}$ corroborate the paleoclimatic cooling phase. The early Miocene hiatus is also concomitant with a fall in $\delta^{13}\text{C}$, which indicates a reduction of paleoproductivity. In light of the evidence mentioned above, the hiatuses are interpreted as disconformities.

Drill-hole 1A registered a hiatus spanning from the late Eocene to early Oligocene (34.1 – 31.5 Ma). This time span is coeval to the opening of the Drake Passage and the establishment of the Antarctic Circumpolar Current. This is another discontinuity, dated as middle Eocene (44.1 – 40.6).

Two hiatuses were identified only in the section of drill-hole 2A. One of them occurred between the early and middle Eocene (53.7 – 47.9 Ma) and is characterized as a condensed-section since the occurrence was restricted to the distal drill-hole in an

epoch of high sea-level. A hiatus in the Paleocene section (Danian – Thanetian, 61.8 – 58.8 Ma) is coeval to an important erosional event on the Brazilian Continental Margin.

The Eocene section (Ypresian – Priabonian) is marked by a decrease in the $\delta^{13}\text{C}$ values, interpreted as a product of productivity reduction or a decrease in the preservation of organic matter. A positive $\delta^{13}\text{C}$ trend is observed in the Rupelian - Aquitanian time span, indicating a gradual increase in the productivity of or the burial of organic matter as a consequence of milder climatic conditions. From the early Eocene (Ypresian) to late Oligocene (Chattian), a gradual cooling trend is recognized. A minor superimposed warming trend is reported to the early Miocene interval (49.07 - 45.56 Ma). In the late Miocene, a major trend of cooling on a third-order scale with superimposed short-term cycles (*ca.* 400 Ky) was observed. This gradual temperature decline is coherent with the worldwide cooling of the late Miocene.

7. ACKNOWLEDGEMENTS

The authors are indebted to Petrobras (Petróleo Brasileiro S.A.) for supplying the samples, to the Project FINEP-CTPETRO (project number 6500.0026.00) for financial support for sample analyses and to the Brazilian National Petroleum Agency (ANP) for the grant to G. S. Anjos-Zerfass. We acknowledge Rene Rodrigues and Ricardo Latgé for logistic support for the project. Thanks to H. Zerfass, M.C. Viviers, R.M.L. Tedeschi and S. Shimabukuro (Petrobras) for the comments and suggestions and to A.B. Oliveira (UFS) for the support with chemical data treatment.

8. REFERENCES

- Abreu, V.S. and Savini, R.R. 1994. Major paleoceanographic events of the Brazilian continental margin: relationships with the giant oil fields of the Oligo–Miocene of Campo Basin, Brazil. 26th Annual Offshore Technology Conference, 1994. Huston, Texas, pp. 335-344.
- Anjos-Zerfass, A., Silva, W.G., Souza, P.A., Chemale Jr. Miocene biochronostratigraphy of the Pelotas Basin, Brazil. (Submitted)
- Antunes, R. L. 1989. Cenozoic erosive events in central-northern portion of the Santos Basin-Brazil: A biochronostratigraphical study based on calcareous nannofossils. Anais do XXI Congresso Brasileiro de Paleontologia, 1989. pp. 1043-1058.
- Arai, M. 2006. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. Revista do Instituto de Geociências-USP, 6(2):1-6.

- Berggren, W.A. and Hollister, C.D. 1977. Plate tectonics and paleocirculation: Motion in the ocean. *Tectonophysics* 38(1-2), 11-48.
- Billups, K. 2002. Late Miocene through early Pliocene deep water circulation and climate change viewed from the subantarctic Southern Ocean. *Palaeoecology, Palaeogeography, Palaeoclimatology* 185, 287–307.
- Brown, S.J. and Elderfield, H. 1996. Variations in the Mg/Ca and Sr/Ca ratios of planktonic foraminifera caused by postdepositional dissolution: Evidence of shallow Mg- dependent dissolution. *Paleoceanography* 11(5), 543-551.
- Bueno, G.V., Zacharias, A.A., Oeiro, S.G., Cupertino, J.A., Falkenhein, F.U.H., Martins Neto, M.A. 2007. Bacia de Pelotas. *Boletim de Geociências da Petrobras* 15(2), 551-559.
- Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.F., Otto, J.B. 1982. Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ through Phanerozoic time. *Geology* 10, 516-519.
- Collen, J.D. and Burgess, C.J. 1979. Calcite dissolution, overgrowth and recrystallization in the benthic foraminiferal genus *Notorotalia*. *Journal of Paleontology* 53(6), 1343-1353.
- Dias, J.L., Silveira, D.P., Sad, A.R.E., Latgé, M.A.L. 1994. Bacia de Pelotas: Estágio atual do conhecimento geológico. *Boletim de Geociências da Petrobras* 8(1), 235-245.
- Elderfield, H. 1986. Strontium isotope stratigraphy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 57, 71-90.
- Fontana, R.L. 1987. Desenvolvimento termomecânico da Bacia de Pelotas e parte sul da Plataforma de Florianópolis. Instituto de Geociências. MSc. thesis. Universidade Federal de Ouro Preto, 128 pp.(unpublished) [in Portuguese].
- Fontana, R.L. 1990. Investigações geofísicas preliminares sobre o Cone do Rio Grande, Bacia de Pelotas, Brasil. *Acta Geológica Leopoldensia* 13(6), 161-170.
- Fontana, R.L. 1996. Geotectônica e sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis. PhD thesis. Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 214 pp. (unpublished) [in Portuguese].
- Friedman, G.M. 1998. Temperature and salinity effects on ^{18}O fractionation for rapidly precipitated carbonates. Laboratory experiments with alkaline lake water – Perspective. *Episodes* 21, 97-98.
- Gomide J. 1989. Bacia de Pelotas - Biocronoestratigrafia baseada em nanofósseis calcários. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 11, Anais, p. 338-351.
- Hall, J. M. and Chang, L. -H. Li/Ca in multiple species of benthic and planktonic foraminifera: thermocline, latitudinal, and glacial-interglacial variation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68(3), 529-545.
- Hampt, G. and Delaney, M.L. 1997 Influences on calcite Sr/Ca records from Ceara Rise and other regions: distinguishing ocean history and calcite neomorphism. In: N.J. Shackleton, W.B. Curry, C. Richter and T.J. Bralower (Eds.). *Proceeding of the Ocean Drilling Project Scientific Results* 154, 491-500.

- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, 71-108.
- Hess, J., Bender, M.L., Schilling, J. 1986. Evolution of the ratio of strontium 87 to strontium 86 in seawater from Cretaceous to Present. *Science* 231, 979-984.
- Hodell, D.A. and Woodruff, F. 1994. Variations in the strontium isotopic ratio of seawater during the Miocene: Stratigraphic and geochemical implications. *Paleoceanography* 9(3), 405-426.
- Hodell, D.A., Mueller, P.A., Garrido, J.R. 1991. Variation in the strontium isotope composition of the seawater during the Neogene. *Geology* 19, 24-27.
- Hodell, D.A. and Kennett, J.P. 1985. Miocene paleoceanography of the South Atlantic Ocean at 22, 16 and 8 Ma. In: J.P. Kennett. (Ed.). 1985. *The Miocene ocean: Paleoceanography and biogeography*. Geological Society of America Memoir, 163, 317-337.
- Keller, G. and Barron, J.A. 1983. Paleoceanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses. *Geological Society of America Bulletin* 94, 590-613.
- Keller, G., Dorsey, R., D'Hondt, S., Johnsson, M., Chi, W.R. 1987. Global distribution of Paleogene hiatuses. *Geology*, 15, 199-203.
- Killingley, J.S. 1983. Effects of diagenetic recrystallization on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ values of deep-sea sediments. *Nature* 301, 594-597.
- Koutsoukos E.A.M. 1982. Geohistória e paleoecologia das bacias marginais de Florianópolis e Santos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Anais, pp. 2369-2382.
- Kowsmann, R.O., Francisconi, O., Leyden, R. 1974. Refração sísmica marinha nas bacias de Pelotas, Santos Sul e na Plataforma de Torres. Congresso Brasileiro de Geologia, 28, 1974. Anais, Porto Alegre, pp. 283-295.
- Latimer, J.C. and Filippeli, G.M. 2002. Eocene to Miocene terrigenous input and export production: geochemical evidence from ODP Leg 177, Site 1090. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* 182, 151-164.
- Lawver, L.A. and Gahagan, L.M. 2003. Evolution of Cenozoic seaways in the circum-Antarctic region. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* 198, 11-37.
- Lea, D. W., Mashiotta, T. A.; Spero, H. 1999. Controls on magnesium and strontium uptake in planktonic foraminifera determined by live culturing. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63(16), 2369-2379.
- Lear, C.H., Elderfield, H., Wilson, P.A. 2003. A Cenozoic seawater Sr/Ca record from benthic foraminiferal calcite and its application in determining global weathering fluxes. *Earth Planetary Science Letters* 208, 69-84.
- Livemore, R., Nankiwell, A.; Eagles, G., Morris, P. 2005. Paleogene opening of the Drake Passage. *Earth and Planetary Science Letters* 236, 459-470.
- Lohmann, G. P. 1995. A Model for variation in the chemistry of planktonic foraminifera due to secondary calcification and selective dissolution. *Paleoceanography* 10(3), 445-457.

- López, L.A C., Chemale Jr., F., Kazmierczak, T. S. Rio Grande Cone Stratigraphy Sequences, Structural Geology and Seismic Geomorphology. *Journal of South American Earth Sciences* (submitted).
- Miller, K.; Fairbanks, R.G.; Mountain, G.S. 1987. Tertiary isotope oxygen isotope synthesis, sea level history and continental margin erosion. *Paleoceanography* 2(1), 1-19.
- Miller, K.G., Wright, J.D., Fairbanks, R.G. 1991. Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy and margin erosion. *Journal of Geophysical Research*. 96(b4), 6829-6848.
- Mutti, M., Droxler, A. W., Cunningham, A. D. 2005. Evolution of the Northern Nicaragua Rise during the Oligocene–Miocene: Drowning by environmental factors. *Sedimentary Geology* 175, 237–258.
- Oslick, J. S., Miller, K. G., Feigenson, M. D., Wright, J. D., 1994, Oligocene-Miocene strontium isotopes: Stratigraphic revisions and correlation to an inferred glacioeustatic record. *Paleoceanography* 9, 427–444.
- Pasley, M. A., Shepherd, D. B., Pocknall, D. T., Boyd, K. P., Andrade, V., Figueiredo, J.P. 2004. Sequence Stratigraphy and Basin Evolution of the Foz do Amazonas Basin, Brazil. AAPG International Conference and Exhibition, Cancun, Mexico.
- Pearson, P.N. and Burgess, C.E. 2008. Foraminifer test preservation and diagenesis: comparison of high latitude controls on the paleoceanographic environmental proxies. *Geological Society Special Publication* **303**, 59-72.
- Perlmutter, M.A. and Matthews, M.D. 1992. Global cyclostratigraphy. In: *Encyclopedia of Earth System Science* 2, 379-393pp.
- Rosa, A.P. 2007. Interpretação sísmo-estratigráfica da porção da Bacia de Pelotas que engloba o Cone do Rio Grande e a avaliação do seu potencial petrolífero. PhD. Thesis Universidade Estadual do Norte Fluminense, 121 pp. (unpublished) [in portuguese]
- Rossetti, D. F. 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 77-89.
- Savin, S.M., Douglas, R.G.; Keller, G., Killingley, J.S., Shaughnessy, L., Sommer, M.A., Vincent, E., Woodruff, F. 1981. Miocene benthic foraminiferal isotope records: A synthesis. *Marine Micropaleontology* 6, 423-450.
- Savin, S.M. and Douglas, R.G. 1973. Stable isotope and magnesium geochemistry of recent planktonic foraminifera from South Pacific. *Geological Society of America Bulletin* 84(7), 2327-2342.
- Scher, H.D. and Martin, E.E. 2006. Timing and climatic consequences of the opening of Drake Passage. *Science* 213, 428-430.
- Scholle, P. A. and Arthur, M.A. 1980. Carbon isotope fluctuations in cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 64(1), 67-87.
- Sexton, P.F., Wilson, P.A., Pearson, P.N. 2006. Microstructural and geochemical perspectives on planktic foraminiferal preservation: “glassy” versus “frosty”. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(Q12P19).

- Shackleton, N.J. and Kennett, J.P. 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279, and 281. In: Kennett, J.P., Houtz, R.E. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 29, 743-755.
- Shieh, Y.-T., You, C.-F., Shea, K.-S., Horng, C.-S. 2002. Identification of artifacts in foraminiferal tests using carbon and oxygen isotopes. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 1-5.
- Spezzaferri, S. 1995. Planktonic foraminiferal implications across the Oligocene-Miocene Transition in the oceanic record (Atlantic, Indian and South Pacific). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 114, 48-74.
- Vail, P.R. and Hardenbol, J. 1979. Sea level changes during Tertiary. *Oceanus* 22 (3), 71-79.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Bruhn, F; Buhl, D. Carden, G., Diener, A., Ebner, S., Goddard, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O., Strauss, H. 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ Evolution of Phanerozoic Seawater. *Chemical Geology*, 161, 59-88.
- Viana, A. R., Castro, D.D., Kowsmann, R.O. 1990. A discordância do Mioceno médio superior um marco regional no talude da Bacia de Campos. Congresso Brasileiro de Geologia, 1990. Anais, Curitiba, pp. 313-333.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65Ma to Present. *Science*, 292, 686-693.
- Zhao, Q., Wang, P., Cheng, X., Wang, J., Huang, B., Xu, J., Zhou, Z. Jian, Z. 2001. A record of carbon excursions in the South China Sea. *Science in China (Series D)*, 44(10), 943-951.
- Williams, M., Haywood, A.M., Taylor, S.P., Valdes, P.J., Sallwood, B.W. and Hillenbrand, C.-D. 2005. Evaluating the efficacy of planktonic foraminifer calcite $\delta^{18}\text{O}$ data for sea surface temperature reconstruction for the Late Miocene. *Geobios*, 38, 843-863.
- Williams, M., Haywood, A.M., Vautravers, M., Sellwood, B.W., Hillenbrand, C.-D., Wilkinson, I.P.A., Miller, C.G. 2007. Relative effect of taphonomy on calcification temperature estimates from fossil planktonic foraminifera. *Geobios* 40, 861-874.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1. Geographical location of the studied drill-holes.

Figure 2. Selected foraminifera specimens illustrating diagenetic alterations of the tests.

1. *Globorotalia conomiozea*; **1a** – well-preserved specimen, **1b** – detail of the texture (drill hole 1A; 1,350 m depth); **2.** *Globorotalia conomiozea*; **2a** - specimen affected by cementation, **2b** – details of the wall (drill hole 2A 1; 2,772m mbsf); **3.** *Nodosaria* sp. fragment, **3a** – chamber filled by secondary carbonate, **3b** – detail of the crystals (drill hole 1A; 1,512m mbsf); **4.** *Orbulina universa*, **4a** – specimen apparently well-preserved, **4b** – detail of carbonate overgrowths (drill hole 2A 1; 2,898m mbsf); **5.** *Gyroidina* sp., **5a** – Specimen with features of dissolution, **5b** – detail of the wall (drill-hole 2A, 2,232 mbsf); **6.** *Orbulina universa*, **6a** – specimen with dissolution features, **6b.** detail showing dissolution of the surface layer (drill-hole 3A, 1.230 mbsf); **7.** *Globigerinoides trilobus*, **7a** – specimen presenting oxidized coating, **7b** – detail showing the complete obliteration of the texture (drill-hole 3A (1.230m); **8.** *Orbulina universa*, **8a** – recrystallized specimen, **8b** – detail of the wall texture (drill-hole 2A 2628 mbsf).

Figure 3. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio data of the drill-holes 1A and 2A. Discarded data appears in black.

Figure 4. Strontium isotope ratio versus age. The envelope of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio standard curve is gray colored.

Figure 5. Hiatuses identified in the section of the drill-holes 1A and 2A.

Figure 6. **A** – Cross-section through the studied drill-holes, showing the important horizons identified; **B** – 3D surface model in depth to horizons corresponding to late Paleocene – early Miocene (top), showing the disconformities identified; the early Miocene surface represents the uppermost disconformity. The surface-model was constructed interpolating age data from the studied wells and biostratigraphic data of eight drill-holes (after Gomide, 1989).

Figure 7. $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ plots for the studied drill-holes.

Figure 8. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, stable isotopes and Sr/Ca ratio of the drill-hole 1A.

Figure 9. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, stable isotopes and Sr/Ca ratio of the drill-hole 2A.

TABLE LIST

Table 1. Sr/Ca ratio data ($\text{mmol}\cdot\text{mol}^{-1}$).

Table 2. Stable isotope data obtained from the studied samples.

Table 3. Summary of main events for the Pelotas Basin based on the C, O, Sr isotope data obtained from foraminifera tests.

APPENDIX LIST

Appendix 1. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio data versus age of the drill-hole 1A.

Appendix 2. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio data versus age of the drill-hole 2A.

Appendix 3. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio data versus age of the drill-holes 3A, #01 and 2-TG-96-RS.

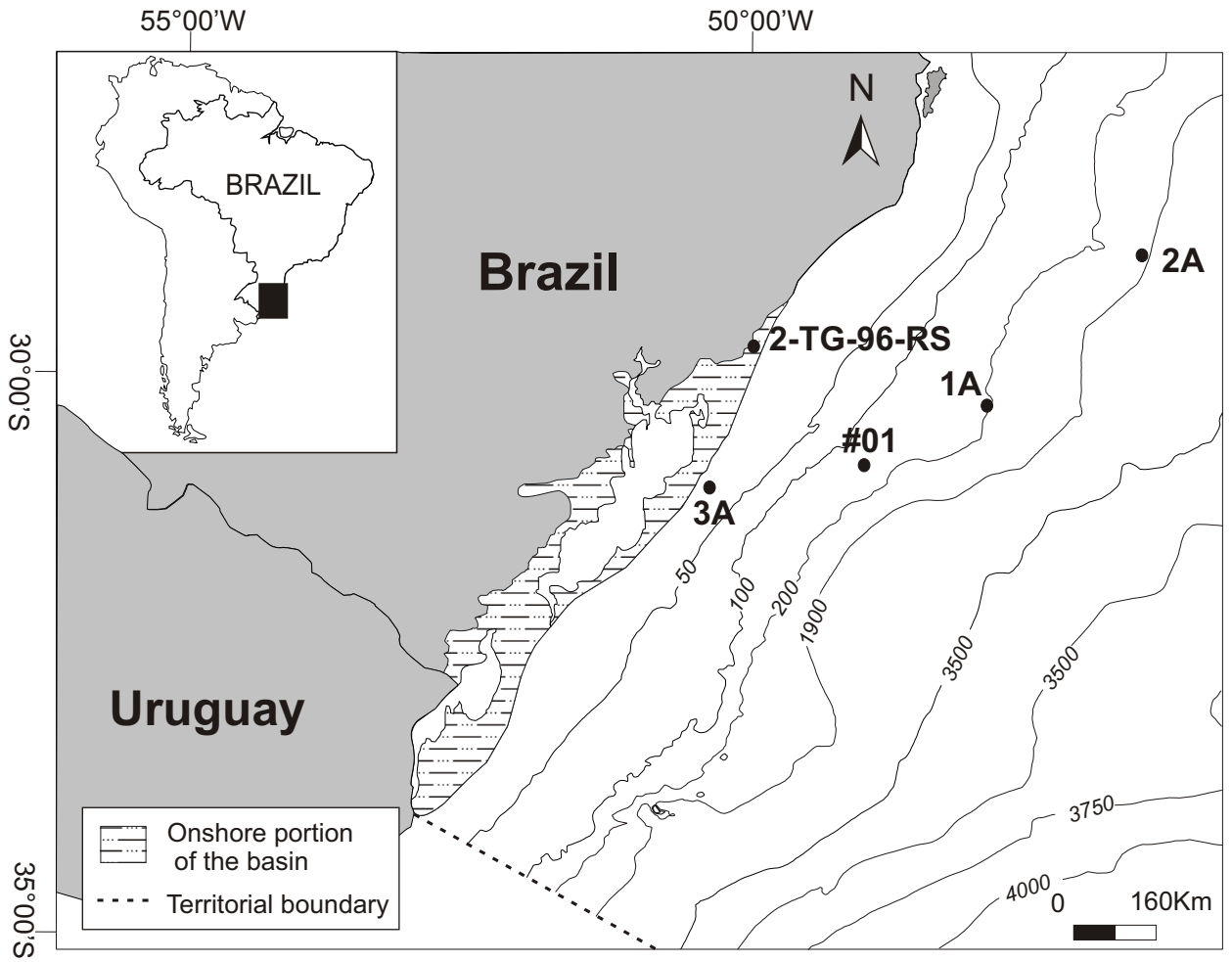


Figure 1

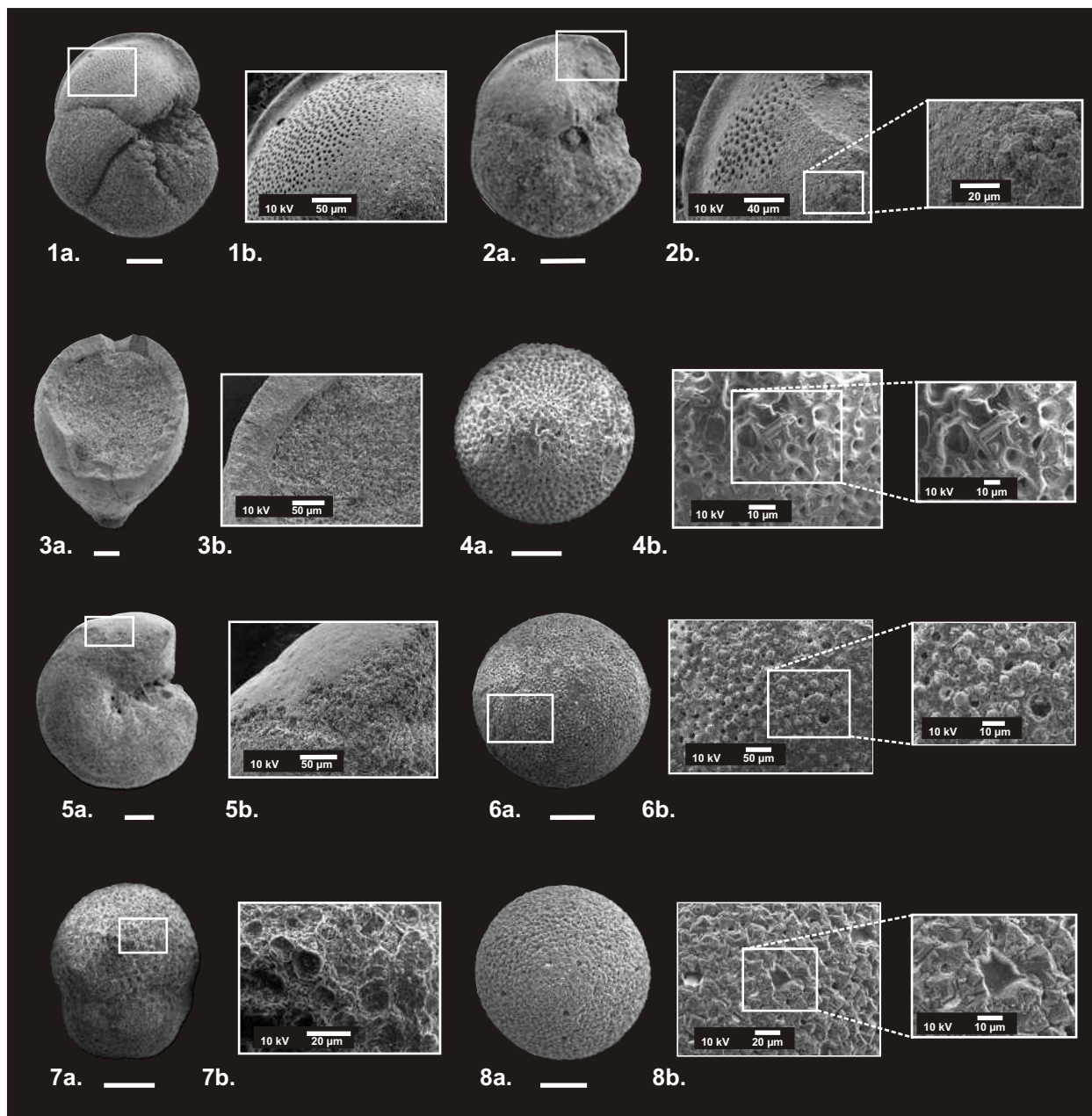


Figure 2

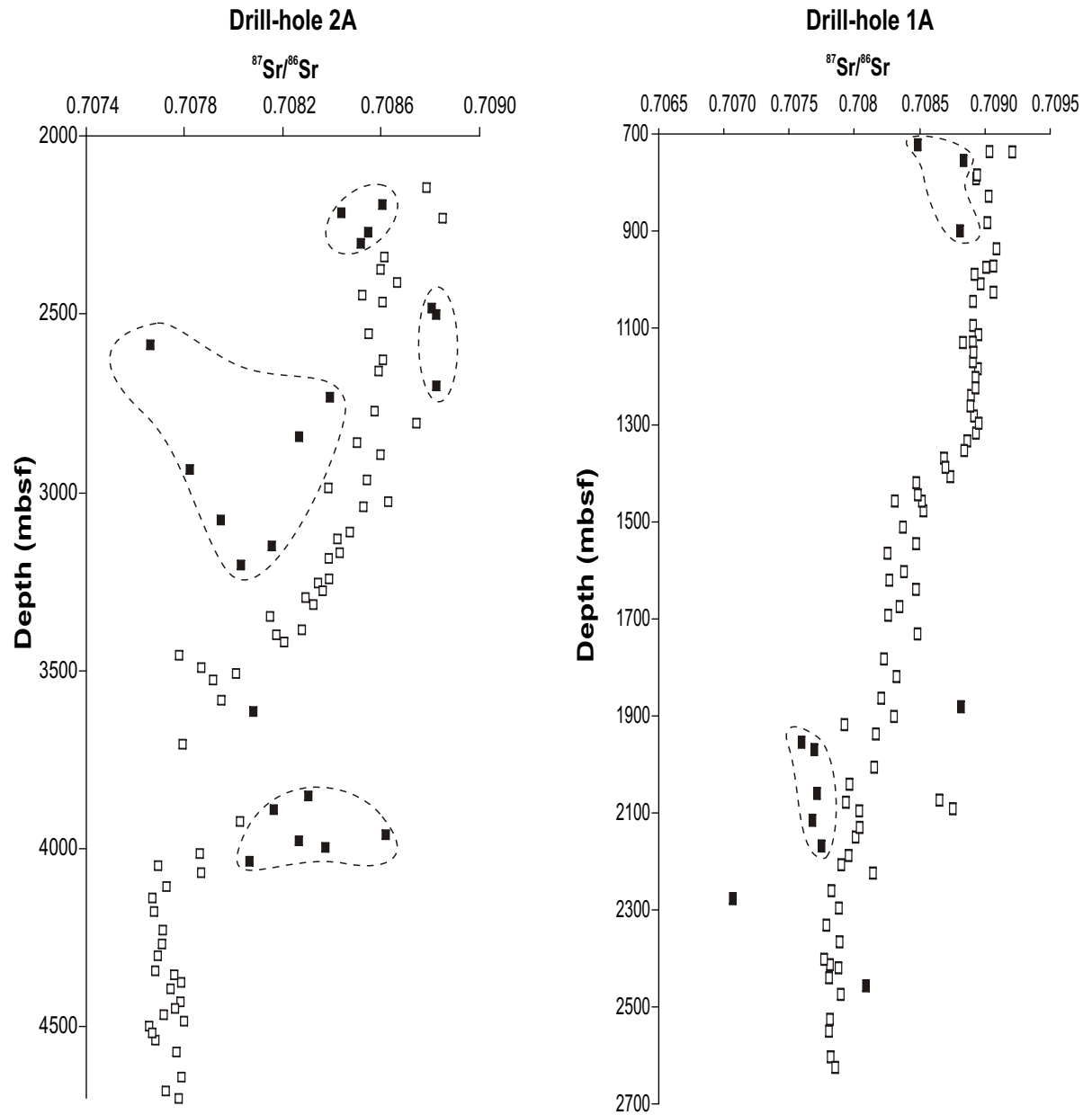


Figure 3

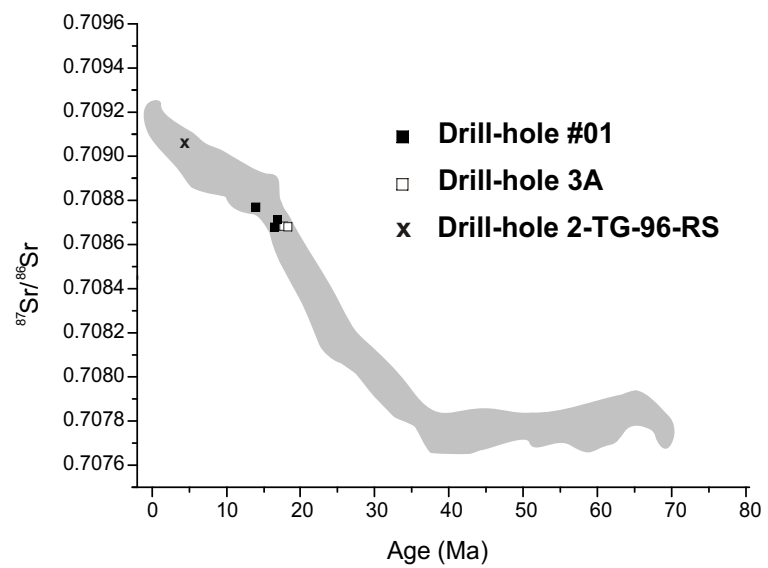
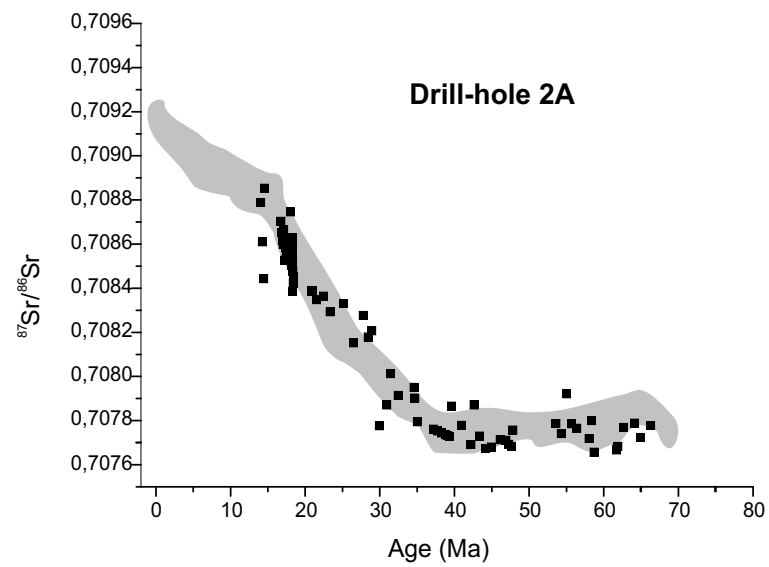
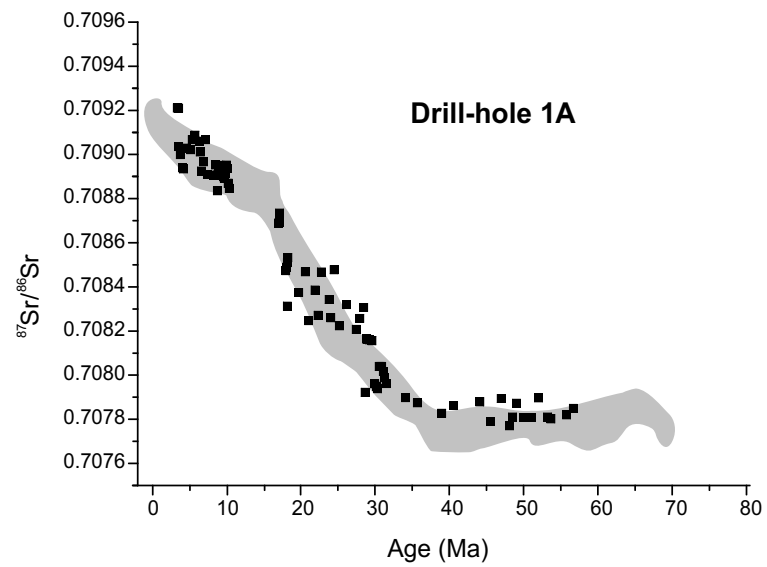
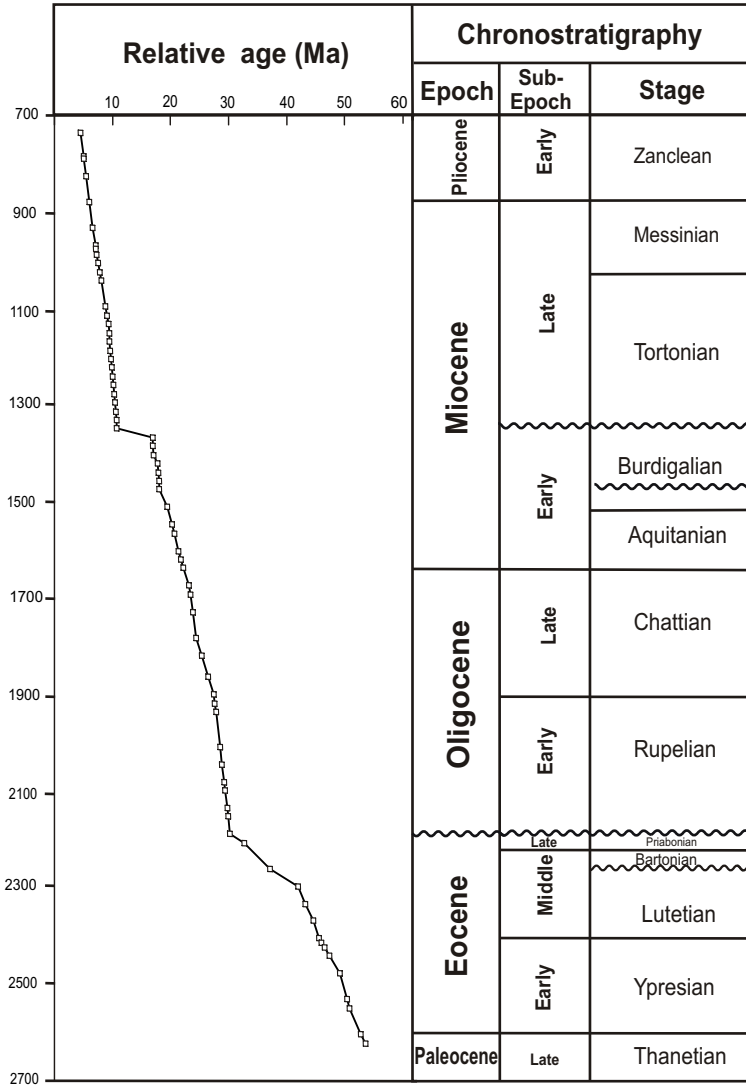


Figure 4

Drill-hole 1A



Drill-hole 2A

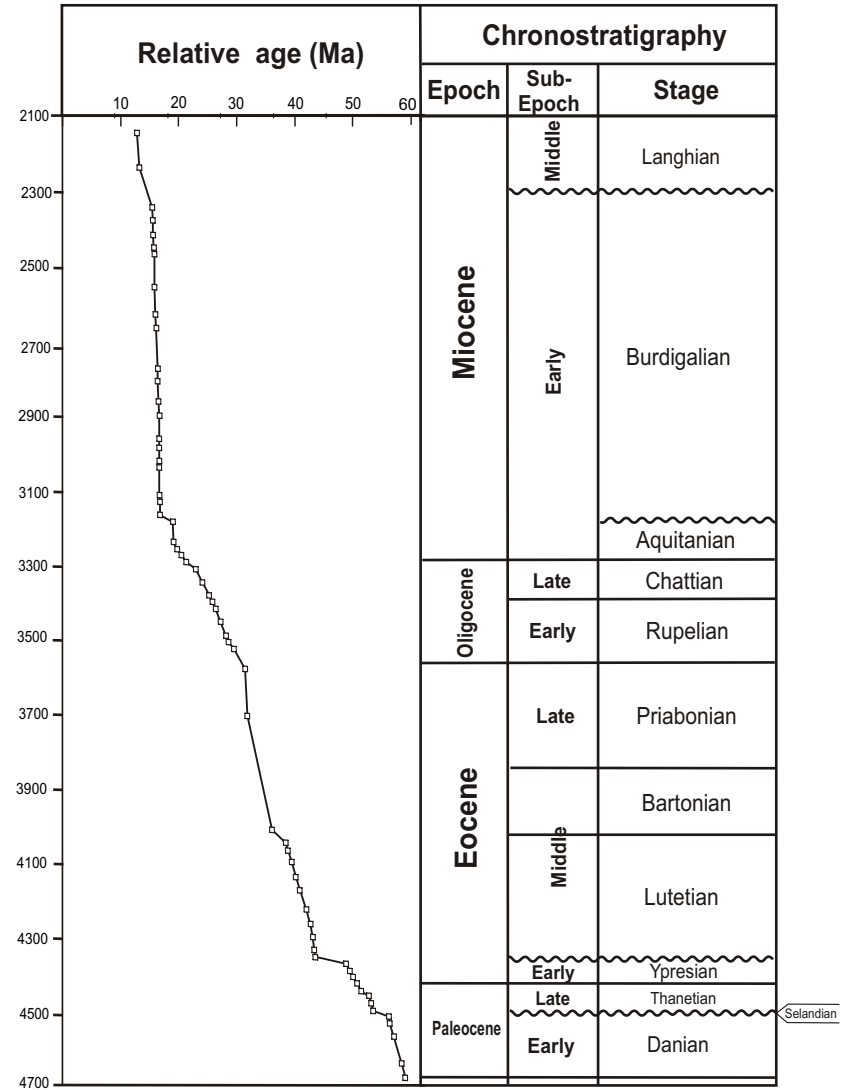


Figure 5

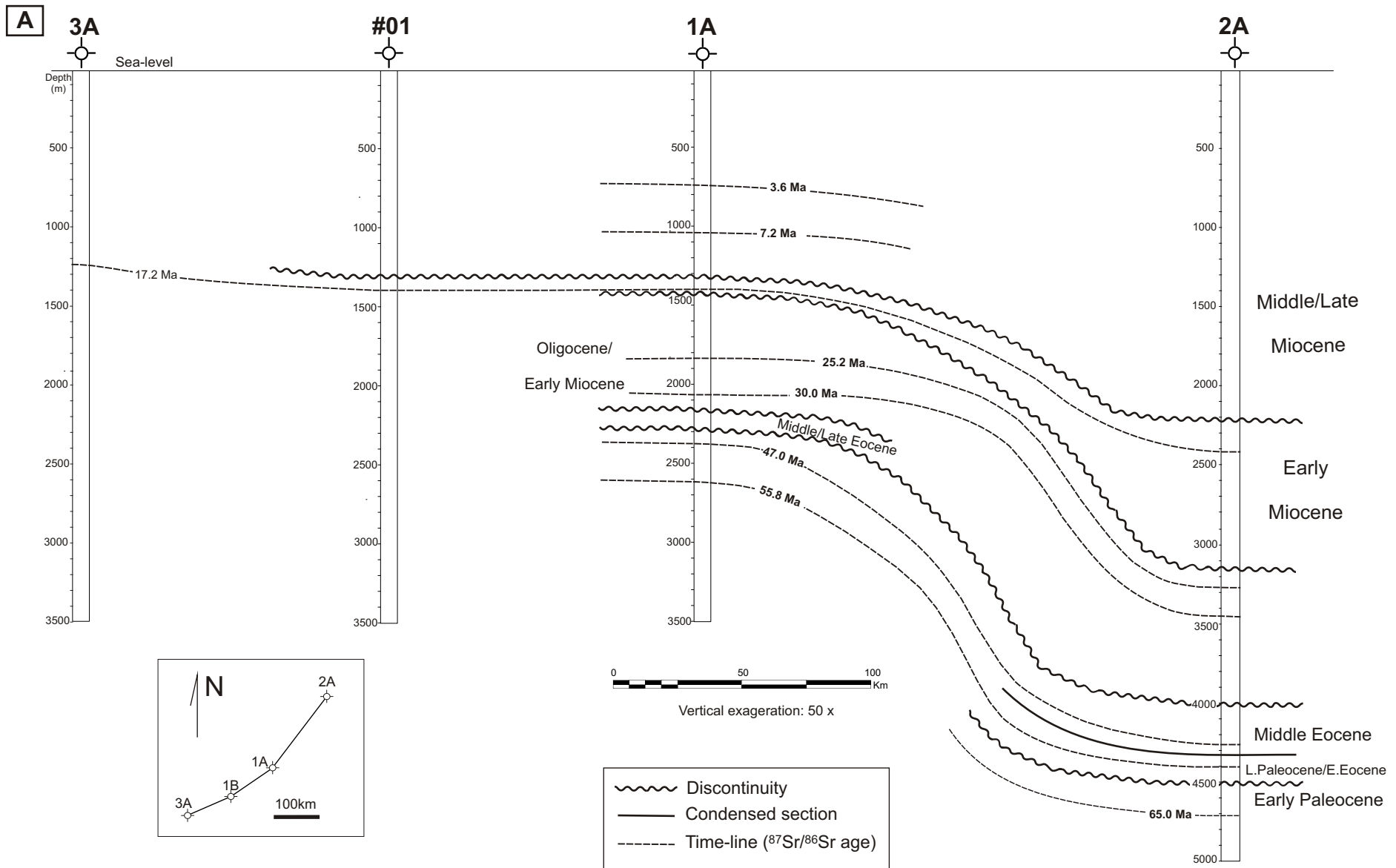


Figure 6

B

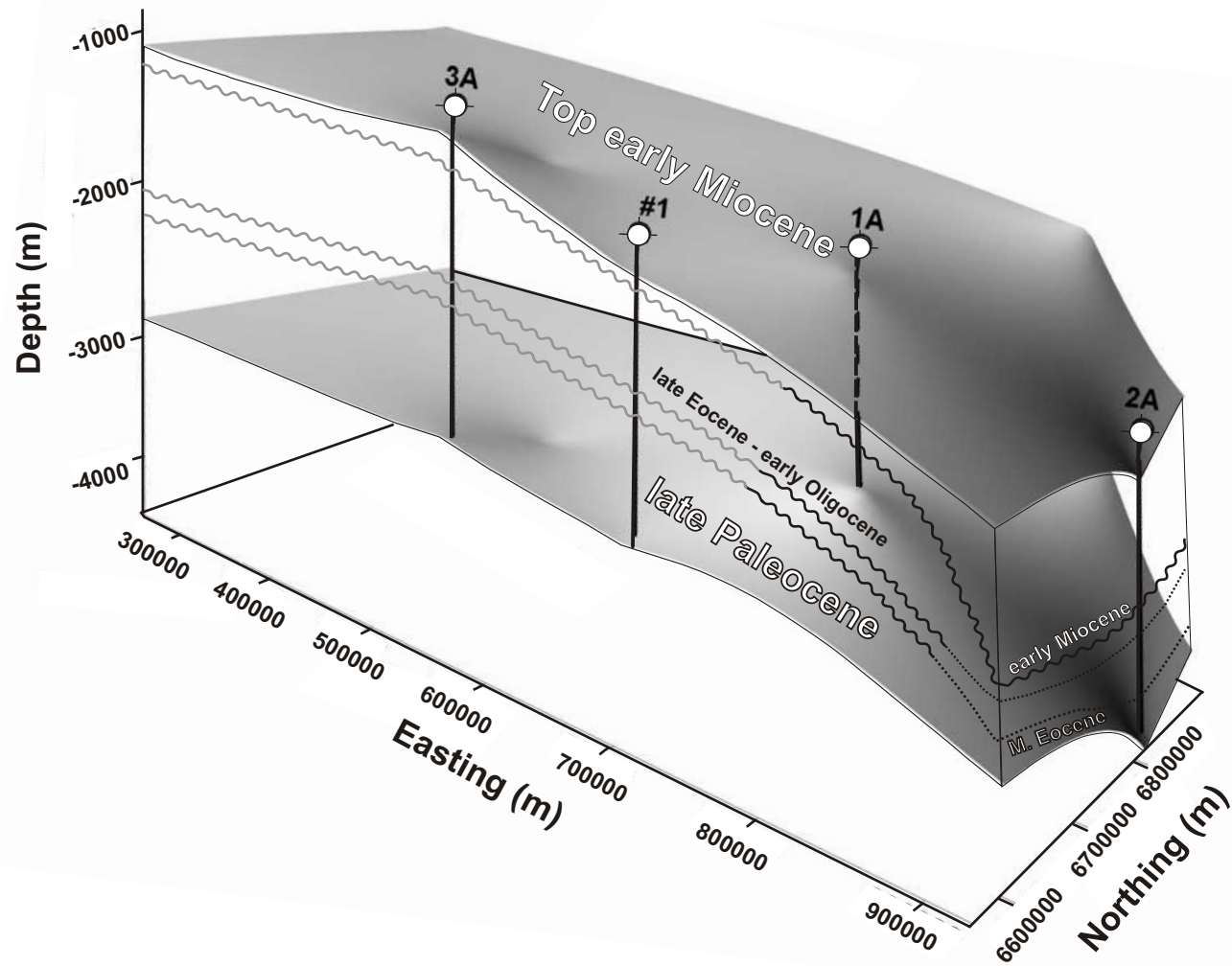


Figure 6

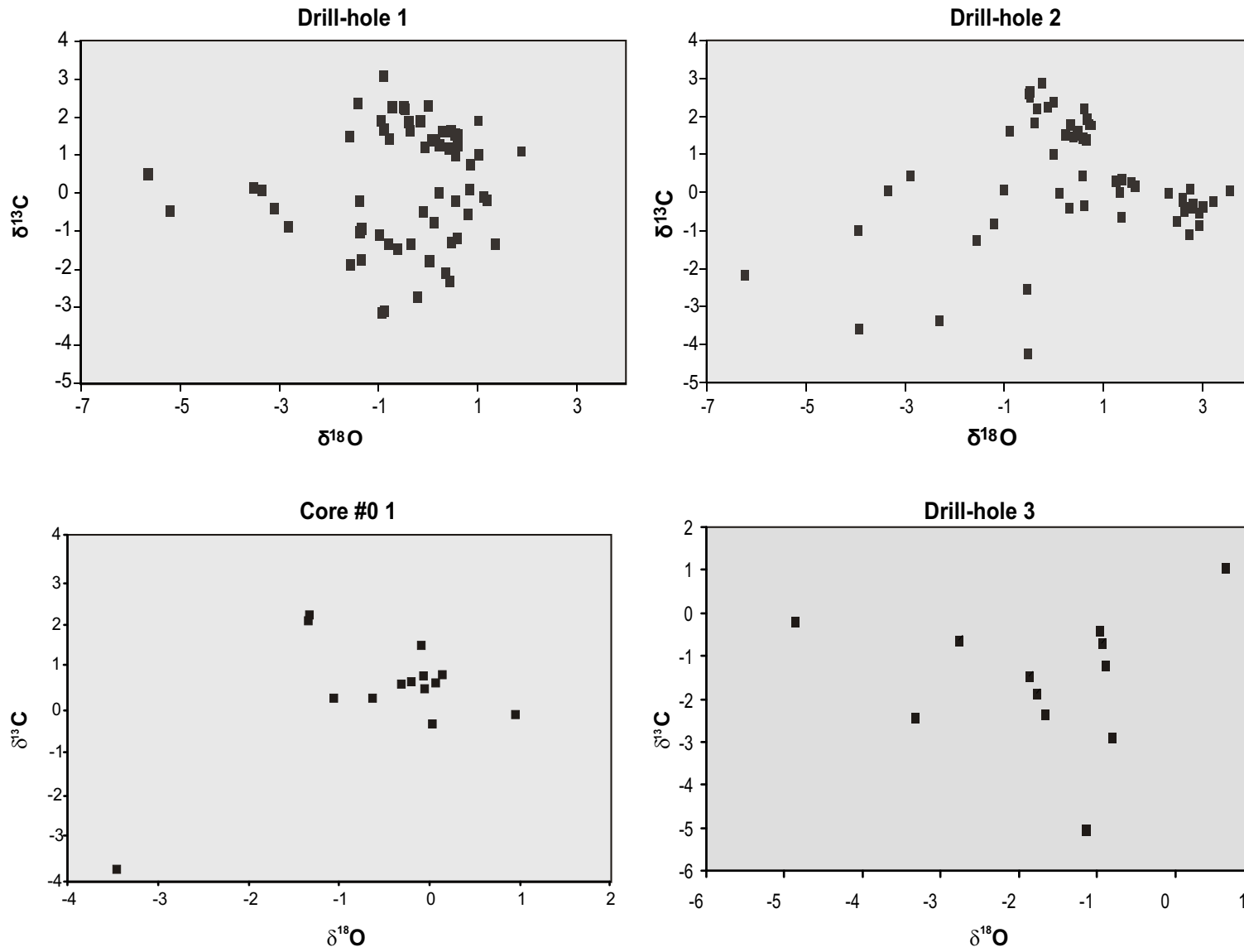


Figure 7

Drill-hole 1A

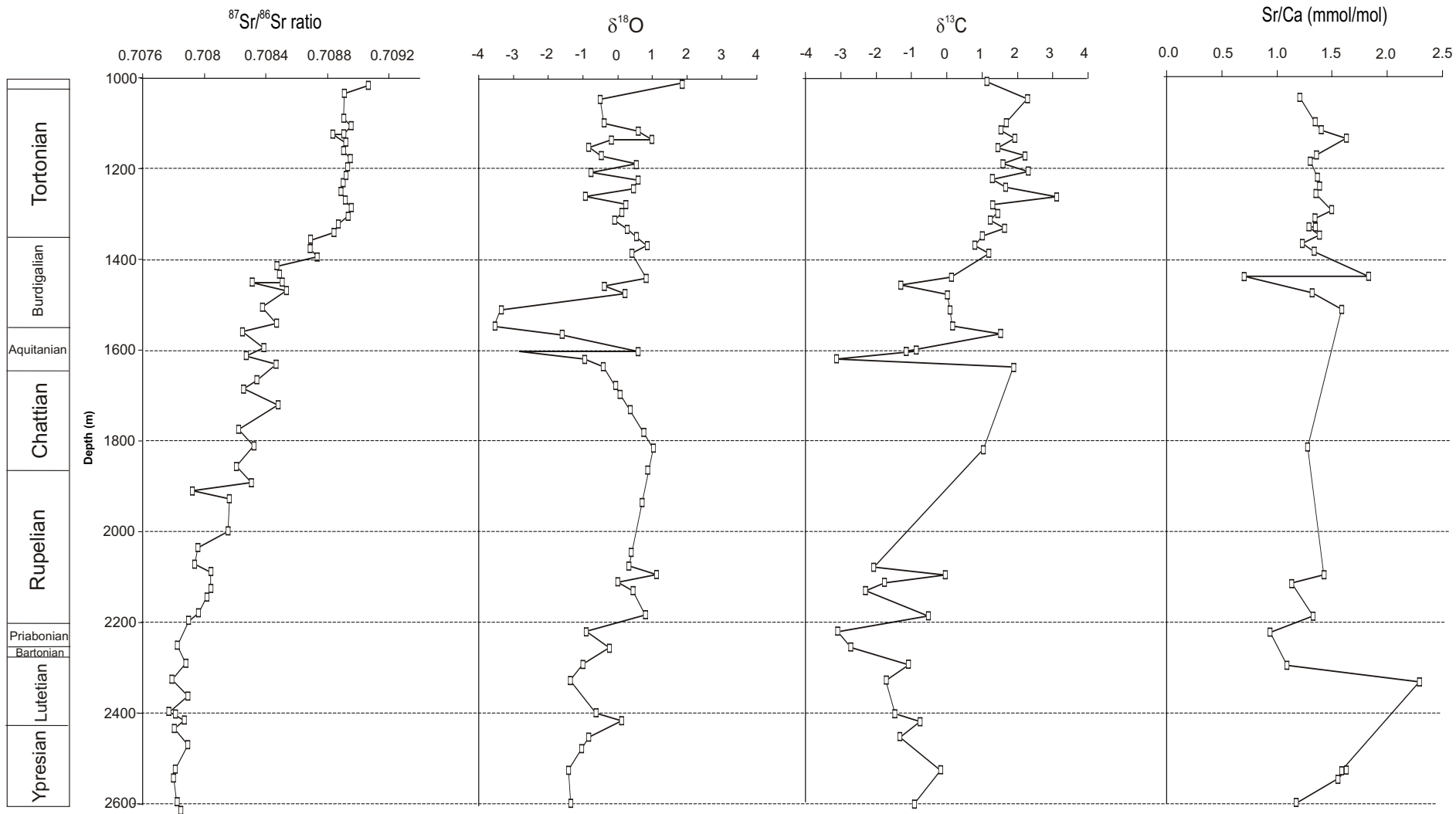


Figure 8

Drill-hole 2A

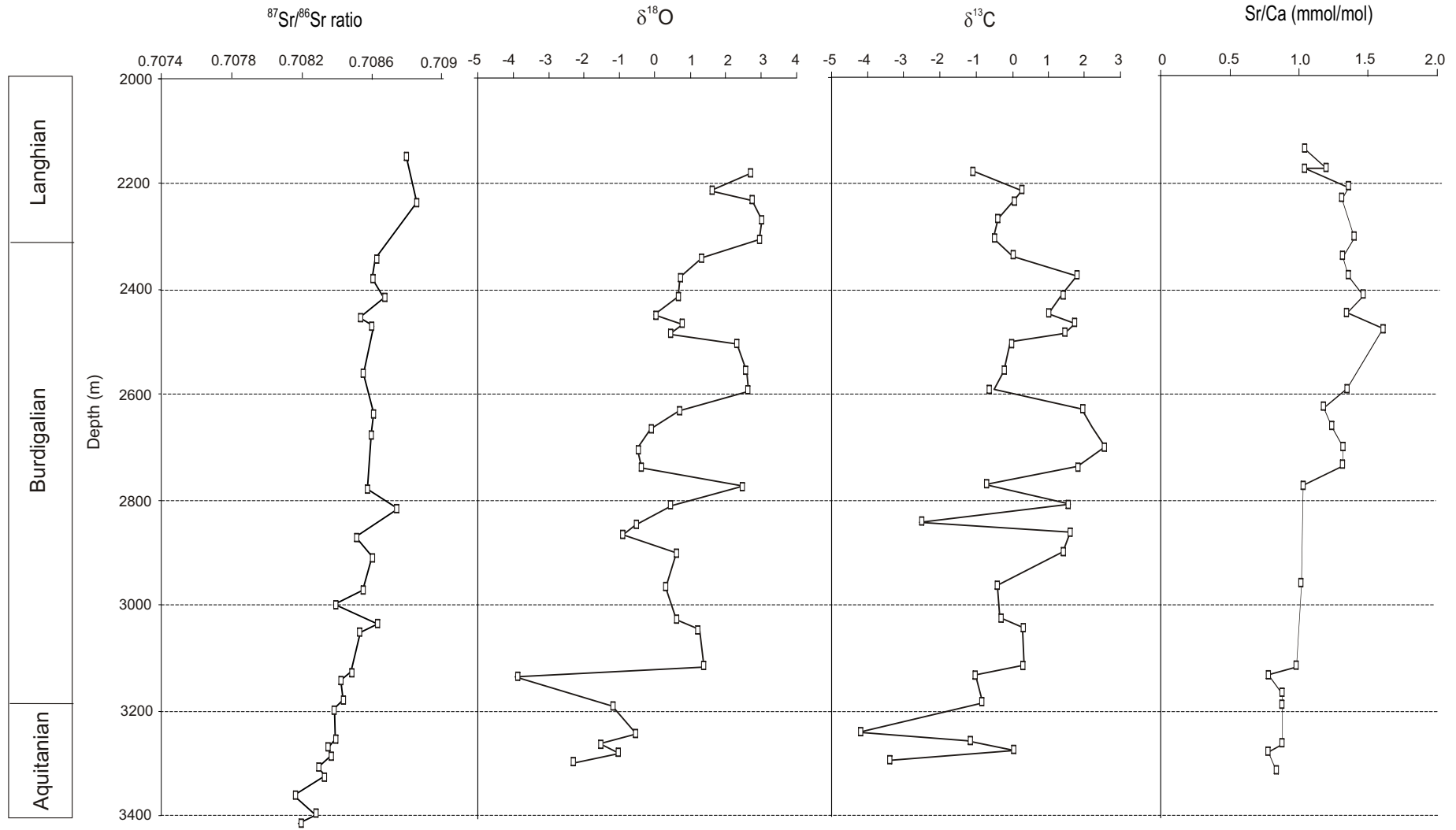


Figure 9

Drill-hole	Depth (mbsf)	Sr/Ca (mmol mol ⁻¹)	Drill-hole	Depth (mbsf)	Sr/Ca (mmol mol ⁻¹)	Drill-hole	Depth (mbsf)	Sr/Ca (mmol mol ⁻¹)
1A	1044	1.21	1A	2331	2.29	2A	3186	0.88
1A	1098	1.34	1A	2529	1.59	2A	3258	0.88
1A	1098	1.30	1A	2529	1.62	2A	3276	0.79
1A	1116	1.40	1A	2547	1.56	2A	3312	0.84
1A	1134	1.62	1A	2601	1.17	2A	4104	1.32
1A	1170	1.36	2A	2142	1.04	2A	4140	1.23
1A	1188	1.30	2A	2178	1.20	2A	4230	1.11
1A	1224	1.36	2A	2178	1.04	2A	4338	1.00
1A	1242	1.38	2A	2214	1.36	2A	4356	1.05
1A	1260	1.35	2A	2232	1.31	#01	1300.8	1.60
1A	1296	1.50	2A	2304	1.40	#01	1301.15	2.01
1A	1314	1.34	2A	2340	1.32	#01	1301.75	0.94
1A	1332	1.34	2A	2376	1.36	#01	1302.25	1.47
1A	1332	1.29	2A	2412	1.47	#01	1303.6	1.49
1A	1350	1.39	2A	2484	1.61	#01	1304.05	1.39
1A	1368	1.23	2A	2448	1.35	#01	1305.55	1.48
1A	1386	1.34	2A	2592	1.35	#01	1306.1	1.55
1A	1440	1.83	2A	2628	1.18	#01	1306.1	2.06
1A	1440	0.70	2A	2664	1.24	#01	1307.1	1.56
1A	1476	1.32	2A	2700	1.34	#01	1308.55	1.94
1A	1512	1.59	2A	2700	1.32	#01	1308.55	1.47
1A	1818	1.28	2A	2736	1.32	#01	2541.65	1.64
1A	2097	1.42	2A	2772	1.03	3A	1230	1.09
1A	2115	1.13	2A	2962	1.02	3A	1380	1.22
1A	2187	1.33	2A	3114	0.98	3A	1380	1.01
1A	2223	0.94	2A	3132	0.78	2-TG-96-RS	138	1.55
1A	2295	1.09	2A	3168	0.88	2-TG-96-RS	140	1.52

Table 1

Drill-hole	Depth (mbsf)	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Drill-hole	Depth (mbsf)	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Drill-hole	Depth (mbsf)	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Drill-hole	Depth (mbsf)	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
1A	1008	1.86	1.12	1A	1602	0.58	-1.15	2A	2502	2.32	-0.04	2A	4068	-2.91	0.45
1A	1044	-0.50	2.27	1A	1602	-2.84	-0.86	2A	2556	2.60	-0.24	#01	1300.8	-1.35	2.09
1A	1044	-0.50	2.29	1A	1620	-0.95	-3.12	2A	2592	2.64	-0.49	#01	1301.15	-1.07	0.30
1A	1098	-0.39	1.67	1A	1638	-0.41	1.89	2A	2628	0.67	1.92	#01	1302.65	-0.07	0.81
1A	1116	0.57	1.53	1A	2133	0.43	-2.29	2A	2664	-0.13	2.23	#01	1303.6	-0.32	0.62
1A	1134	1.00	1.91	1A	2187	0.80	-0.54	2A	2700	-0.50	2.58	#01	1304.05	0.02	-0.31
1A	1134	-0.18	1.92	1A	2223	-0.90	-3.08	2A	2736	-0.38	1.82	#01	1305.05	-0.07	0.51
1A	1152	-0.81	1.45	1A	2259	-0.24	-2.71	2A	2772	2.50	-0.75	#01	1305.55	0.06	0.66
1A	1170	-0.47	2.23	1A	2295	-0.99	-1.07	2A	2808	0.48	1.61	#01	1301.75	-3.47	-3.70
1A	1188	0.53	1.59	1A	2331	-1.36	-1.72	2A	2844	-0.54	-2.55	#01	1302.25	-0.21	0.69
1A	1206	-0.74	2.31	1A	2403	-0.62	-1.46	1A	1818	1.02	1.03	#01	1302.65	-0.64	0.28
1A	1224	0.58	1.28	1A	2421	0.11	-0.75	1A	2079	0.34	-2.06	#01	1306.1	-1.33	2.23
1A	1242	0.45	1.68	1A	2457	-0.83	-1.32	1A	2097	1.11	-0.05	#01	1307.1	0.93	-0.09
1A	1260	-0.91	3.11	1A	2529	-1.41	-0.17	1A	2115	0.01	-1.77	#01	1308.15	0.13	0.85
1A	1278	0.23	1.30	1A	2601	-1.35	-0.92	2A	2862	-0.89	1.62	#01	1308.55	-0.10	1.52
1A	1296	0.12	1.43	2A	2178	2.74	-1.09	2A	2898	0.59	1.42	3A	1470	-4.87	-0.20
1A	1314	-0.09	1.23	2A	2214	1.55	0.27	2A	2962	0.31	-0.40	3A	1530	-0.94	-0.70
1A	1332	0.28	1.63	2A	2232	2.75	0.09	2A	3024	0.61	-0.34	3A	1650	0.64	1.05
1A	1350	0.53	1.01	2A	2268	3.01	-0.38	2A	3042	1.25	0.28	3A	1050	-1.15	-5.04
1A	1368	0.84	0.79	2A	2304	2.94	-0.53	2A	3114	1.38	0.34	3A	1170	-0.81	-2.88
1A	1386	0.40	1.21	2A	2340	1.33	0.01	2A	3132	-3.94	-1.01	3A	1230	-1.77	-1.85
1A	1440	0.83	0.12	2A	2376	0.71	1.79	2A	3186	-1.20	-0.80	3A	1230	-0.90	-1.23
1A	1458	-0.37	-1.31	2A	2412	0.66	1.38	2A	3240	-0.51	-4.23	3A	1290	-1.87	-1.49
1A	1476	0.20	0.03	2A	2448	-0.01	1.00	2A	3258	-1.56	-1.25	3A	1380	-3.34	-2.40
1A	1512	-3.37	0.09	2A	2466	0.77	1.75	2A	3276	-1.01	0.06	3A	1380	-1.67	-2.34
1A	1548	-3.55	0.16	2A	2484	0.40	1.45	2A	3294	-2.31	-3.37	3A	1470	-2.77	-0.64
1A	1566	-1.59	1.51												

Table 2

Hiatus (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Interpretation	Correlation with global and regional events
Drill-hole 1A					
10.4-17.0	0.708846-0.708687	high	rising	Disconformity related to sea-level fall; climatic minimum.	Reestablishment of Antarctic ice-sheet. Increasing in the global ice-sheet. "Event E" in the Brazilian continental margin.
18.3-19.8	0.708532-0.708374	rising	falling	Disconformity due to sea-level fall; cooling; reduction in the paleoproductivity and/or preservation of organic matter.	Cooling. Erosive event NH1.
31.5-34.1	0.707961-0.707898	rising	low	Disconformity related to sea-level fall; cooling; reduction of the paleoproductivity and/or preservation of organic matter.	Drake Passage opening and establishment of Antarctic Circumpolar Current. Oi ₁ event.
40.6-44.1	0.707069-0.707878	rising	falling	Disconformity related to sea-level fall; decreasing in the paleotemperature; progressive reduction of the productivity and/or preservation of organic matter.	Beginning of the separation between South America and Antarctica; global climatic deterioration.
Drill-hole 2A					
14.6-16.8	0.7088498-0.708548	high	high	Disconformity related to sea-level fall; climatic minimum.	Reestablishment of Antarctic ice-sheet. Increasing in the global ice-sheet. "Event E" in the Brazilian continental margin.
18.5-20.9	0.708432-0.7083841	rising	low	Disconformity due to sea-level fall; cooling; reduction in the paleoproductivity and/or preservation of organic matter.	Cooling. Erosive event NH1
47.9-53.7	0.7077555-0.7077853	-	-	Probable condensed section.	Biostratigraphic gap in the Pelotas Basin.
58.8-61.8	0.705686-0.7076655	-	-	Probable disconformity.	Erosional "event A" in the Brazilian continental margin.

Table 3

Depth (mbsf)	Type	Age (Ma)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr corrected	2δ	Depth (mbsf)	Type	Age (Ma)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr corrected	2δ	Depth (mbsf)	Type	Age (Ma)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr corrected	2δ
720	B	3.4	0.7086063	0.70921	0.003	1314	P	10.13	0.7089353	0.7089353	0.0009	2007	B	29.62	0.7081549	0.7081549	0.0008
738	B	3.6	0.7092085	0.7092085	0.0023	1332	B	10.26	0.708869	0.708869	0.0009	2043	B	30	0.7079596	0.7079596	0.0008
738	B	3.6	0.7090344	0.7090344	0.0011	1350	B	10.4	0.708846	0.708846	0.0009	2061	B	30.18	0.7077107	0.707949	0.001
756	B	3.8	0.7088374	0.7089986	0.0012	1368	B	17	0.7086873	0.7086873	0.0012	2079	B	30.37	0.7079377	0.7079377	0.001
786	B	4.13	0.708939	0.708939	0.0011	1386	B	17.1	0.7086912	0.7086912	0.0012	2097	B	30.56	0.7080391	0.7080391	0.001
792	B	4.2	0.7089337	0.7089337	0.0013	1404	P	17.2	0.708734	0.708734	0.0011	2115	B	30.75	0.7076791	0.708039	0.0009
828	B	4.6	0.7090275	0.7090275	0.0009	1422	B	18	0.7084724	0.7084724	0.001	2133	B	30.93	0.7080394	0.7080394	0.0009
882	B	5.2	0.7090207	0.7090207	0.0009	1440	B	18.1	0.708488	0.708488	0.001	2151	B	31.12	0.7080158	0.7080158	0.0009
900	B	5.4	0.7088066	0.7090662	0.0011	1458	B	18.2	0.708509	0.708509	0.0028	2169	B	31.31	0.7077519	0.707988	0.0009
936	P	5.8	0.7090868	0.7090868	0.0009	1458	B	18.2	0.7083114	0.7083114	0.0013	2187	B	31.5	0.7079608	0.7079608	0.0008
972	B	6.4	0.7090594	0.7090594	0.001	1476	B	18.3	0.7085315	0.7085315	0.0009	2205	B	34.1	0.7078976	0.7078976	0.001
978	B	6.48	0.7090105	0.7090105	0.001	1512	P	19.76	0.7083738	0.7083738	0.001	2223	P	35.7	0.7081358	0.707874	0.0008
990	B	6.66	0.7089235	0.7089235	0.001	1548	B	20.63	0.7084676	0.7084676	0.001	2259	B	39	0.7078263	0.7078263	0.0009
1008	B	6.93	0.7089665	0.7089665	0.0025	1566	P	21.06	0.7082466	0.7082466	0.0009	2277	B	40.6	0.7070694	0.707862	0.0009
1026	B	7.2	0.7090666	0.7090666	0.0014	1602	P	21.93	0.7083842	0.7083842	0.0008	2295	P	44.13	0.707878	0.707878	0.001
1044	B	7.46	0.7089086	0.7089086	0.0011	1620	B	22.36	0.7082701	0.7082701	0.0013	2331	B	45.56	0.7077891	0.7077891	0.0008
1098	P	8.26	0.7089058	0.7089058	0.0012	1638	P	22.8	0.7084669	0.7084669	0.001	2367	P	47	0.7078929	0.7078929	0.0009
1116	P	8.53	0.7089518	0.7089518	0.0014	1674	B	23.85	0.7083418	0.7083418	0.0009	2403	B	48.1	0.7077696	0.7077696	0.0012
1134	B	8.8	0.708905	0.708905	0.0016	1692	B	24.07	0.7082589	0.7082589	0.0009	2411	B	48.53	0.7078096	0.7078096	0.0009
1134	B	8.8	0.7088344	0.7088344	0.0017	1692	B	24.07	0.7082589	0.7082589	0.0008	2421	B	49.07	0.7078722	0.7078722	0.0009
1152	P	8.93	0.7089159	0.7089159	0.0019	1782	B	25.2	0.7082226	0.7082226	0.0008	2439	B	50.05	0.7078074	0.7078074	0.001
1170	B	9.06	0.7089061	0.7089061	0.0012	1818	B	26.21	0.7083193	0.7083193	0.0009	2457	B	51.03	0.7080951	0.707807	0.001
1188	P	9.2	0.70895	0.70895	0.0014	1863	B	27.48	0.7082069	0.7082069	0.001	2475	B	52	0.7078961	0.7078961	0.0008
1206	P	9.33	0.7089305	0.7089305	0.0015	1881	P	27.99	0.7088172	0.708256	0.0009	2529	B	53.27	0.7078098	0.7078098	0.0009
1224	P	9.46	0.7089212	0.7089212	0.001	1899	B	28.5	0.708306	0.708306	0.0009	2547	B	53.7	0.7078017	0.7078017	0.0008
1242	P	9.6	0.7088985	0.7088985	0.001	1917	B	28.68	0.707922	0.707922	0.001	2601	B	55.8	0.7078193	0.7078193	0.0009
1260	B	9.73	0.7088918	0.7088918	0.0012	1935	B	28.87	0.7081629	0.7081629	0.0008	2619	B	56.7	0.707849	0.707849	0.0009
1278	P	9.86	0.708914	0.708914	0.001	1953	B	29.06	0.7076058	0.708161	0.0009						
1296	P	10	0.7089513	0.7089513	0.0010	1971	B	29.25	0.7076932	0.708159	0.001						

Appendix 1

Depth (mbsf)	Type	Age (Ma)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr corrected	2σ	Depth (mbsf)	Type	Age (Ma)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr corrected	2σ	Depth (mbsf)	Type	Age (Ma)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr corrected	2σ
2142	B	14.1	0.708785	0.708785	0.0001276	2962	B	18.35	0.708543	0.708543	0.0000184	4050	P	42.3	0.70769	0.70769	0.0000991
2178	B	14.3	0.708607	0.708607	0.0001134	2988	B	18.37	0.708384	0.708384	0.0000156	4068	P	42.69	0.7078688	0.7078688	0.0000156
2214	B	14.5	0.70844	0.708440	0.0000142	3024	B	18.38	0.708626	0.708626	0.0000170	4104	P	43.47	0.7077285	0.7077285	0.0000255
2232	P	14.6	0.7088498	0.708850	0.0001276	3042	B	18.39	0.708528	0.708528	0.0000156	4140	P	44.25	0.7076717	0.7076717	0.0001275
2268	P	16.8	0.708548	0.7087	0.0001275	3078	M	18.395	0.70795	0.708500	0.0000142	4176	P	45.04	0.7076792	0.7076792	0.0000142
2304	P	16.9	0.7085179	0.70865	0.0001275	3114	B	18.4	0.708474	0.7084740	0.0000156	4230	P	46.21	0.7077119	0.7077119	0.0000156
2340	B	17	0.708612	0.708612	0.0001134	3132	M	18.45	0.70842	0.7084200	0.0001275	4266	P	47	0.7077093	0.7077093	0.0001274
2376	B	17.1	0.708596	0.708596	0.0001134	3384	P	27.84	0.7082743	0.7082743	0.0001275	4302	P	47.36	0.707691	0.707691	0.0001274
2412	B	17.2	0.708661	0.708661	0.0000142	3402	P	28.5	0.7081769	0.7081769	0.0000142	4338	P	47.73	0.7076816	0.7076816	0.0001274
2448	P	17.3	0.7085245	0.708525	0.0001275	3420	M	29	0.708205	0.708205	0.0000142	4356	P	47.91	0.7077555	0.7077555	0.0000142
2466	M	17.4	0.708605	0.708605	0.0001134	3456	M	30	0.707775	0.707775	0.0000142	4374	P	53.7	0.7077853	0.7077853	0.0001274
2484	B	17.42	0.708804	0.708593	0.0001134	3492	P	31	0.7078693	0.7078693	0.0000142	4392	P	54.4	0.7077401	0.7077401	0.0001132
2502	B	17.44	0.708824	0.708581	0.0001276	3510	P	31.5	0.7080106	0.7080106	0.0000142	4410	P	55.1	0.7079191	0.7079191	0.0000142
2556	B	17.5	0.708545	0.708545	0.0001275	3528	P	32.53	0.7079125	0.7079125	0.0001275	4428	P	55.8	0.7077843	0.7077843	0.0000156
2592	P	17.55	0.7076618	0.70861	0.0000156	3582	P	34.66	0.7079491	0.7079491	0.0000992	4446	P	56.5	0.707764	0.707764	0.0000142
2628	P	17.6	0.7086064	0.708606	0.0001275	3618	P	34.78	0.708079	0.7079000	0.0000142	4464	P	58.13	0.7077174	0.7077174	0.0001274
2664	P	17.7	0.7085898	0.708590	0.0001275	3708	P	35.08	0.7077932	0.70779320	0.0000142	4482	B	58.46	0.707798	0.707798	0.0001274
2700	P	17.8	0.7088214	0.7085898	0.0001134	3852	P	37.25	0.7083071	0.707759976	0.0001275	4500	M	58.8	0.707656	0.707656	0.0001274
2736	P	17.9	0.708393	0.7085898	0.0001275	3888	P	37.8	0.7081609	0.707751671	0.0001133	4518	P	61.8	0.7076655	0.7076655	0.0001274
2772	B	18	0.70857	0.70857	0.0001275	3924	P	38.34	0.7080256	0.707743365	0.0000212	4536	M	62	0.707682	0.707682	0.0000156
2808	B	18.1	0.708743	0.708743	0.0000142	3960	B	38.88	0.708616	0.707735059	0.0000142	4572	M	62.75	0.707768	0.707768	0.0000142
2844	P	18.15	0.7082631	0.70862	0.0001275	3978	B	39.15	0.708372	0.707730906	0.0000142	4644	M	64.25	0.707787	0.707787	0.0000142
2862	B	18.2	0.708502	0.708502	0.0000142	3996	B	39.42	0.708263	0.707726753	0.0000142	4680	M	65	0.707722	0.707722	0.0001132
2898	B	18.3	0.708595	0.708595	0.0000156	4014	P	39.7	0.7078638	0.7078638	0.0000198	4698	M	66.4	0.707776	0.707776	0.0000142
2934	B	18.32	0.707822	0.70857	0.0000142	4032	P	41	0.7080634	0.7077769	0.0000156						

Appendix 2

Drill-hole	Depth (mbsf)	Type	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Age (Ma)	2δ
2B*	1300	B	0.7087660	14.7	0.0000500
2B*	1301.75	B	0.7083888	-	0.0000944
2B*	1303.60	B	0.7086889	16.9	0.0000278
2B*	1303.60	P	0.7091091	-	0.0000278
2B*	1304.05	B	0.7086971	17	0.0000500
2B*	1305.55	B	0.7088618	-	0.0000417
2B*	1306.10	B	0.7100395	-	0.0000668
2B*	1308.55	B	0.7088453	-	0.0000403
2B*	1308.1	B	0.7091616	-	0.0000500
2-TG-96-RS*	138.9	B	0.7089884	5.7	0.0000528
3A	1290	B	0.7093248	17.3	0.0000375
3A	1230	B	0.7086709	17.2	0.0000306
3A	1530	B	0.7086336	-	0.0000306
3A	1380	B	0.7089618	-	0.0000403

* data compiled from Anjos-Zerfass et al (submitted)

Appendix 3

9. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir da análise das diferentes propostas de fatiamento bioestratigráfico para a sucessão sedimentar da Bacia de Pelotas, em especial aquelas baseadas em foraminíferos planctônicos e nanofósseis calcários, observou-se que, embora a resolução obtida nesses estudos tenha variado, as principais descontinuidades no registro sedimentar da bacia foram reconhecidas.

Foraminíferos planctônicos e nanofósseis apontam para um hiato na seção paleocênica e outro, de menor magnitude, correspondente ao topo do eoceno. Na seção neogênica, a mais detalhada em termos de bioestratigrafia, quatro descontinuidades foram reconhecidas, na porção submersa da bacia, com base em foraminíferos planctônicos: (eomioceno, entre o eo e o mesomioceno, entre o meso- e o neomioceno e no limite Mioceno-Plioceno).

A partir desta avaliação foi constatada uma grande carência de dados cronoestratigráficos e escassez de estudos palinológicos, os quais que se constituem em uma ferramenta eficaz para a correlação entre depósitos proximais e distais. Com isto, verificou-se a importância dos métodos isotópicos visando à obtenção de idades relativas e parâmetros paleoambientais.

A avaliação da preservação das testas foi realizada visando fornecer elementos para selecionar o material a ser analisado e verificar a consistência dos dados isotópicos obtidos.

Quatro tipos de alterações diagenéticas foram reconhecidos (dissolução, recobrimento por um filme oxidado, cimentação e recristalização). Os diferentes processos diagenéticos que afetaram as testas ocorrem em intervalos bem definidos. A dissolução parcial foi verificada no topo da seção estudada e parece estar relacionada à infiltração de águas meteóricas em um evento regressivo no neomioceno. As testas recobertas por um filme oxidado ocorreram em depósitos com idades do Burdigaliano ao Tortoniano e, possivelmente, estão relacionadas ao retrabalhamento de depósitos miocênicos durante um evento regressivo. Evidências de cimentação e recristalização nos depósitos mais antigos das sondagens estudadas como efeitos da precipitação de carbonatos secundários e da estabilização da calcita biogênica.

O estudo de dois testemunhos recuperados de uma sondagem efetuada na porção proximal e outra na porção distal da bacia permitiu a proposição de um arcabouço de estratigrafia de alta resolução com base em foraminíferos planctônicos e bentônicos, palinomorfos e dados isotópicos. Idades relativas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e a bioestratigrafia com base em foraminíferos planctônicos possibilitaram datar o intervalo estudado no poço mais distal como eo-mesomioceno e neomioceno na sondagem mais proximal. Além disso, foi possível identificar um hiato no mesomioceno, envolvendo cerca de 2 Ma.

Os dados bio-cronoestratigráficos levantados para este intervalo juntamente com a interpretação paleoambiental suportada pelas análises palinológicas e de foraminíferos bentônicos permitiram reconhecer um evento transgressivo no Mioceno, que culminou com a deposição de sedimentos marinhos de idade neomiocênica em áreas onde atualmente ocorre a deposição de sedimentos continentais.

Em uma abordagem mais ampla, a seção do Paleogeno-Neogeno de quatro sondagens foi estudada visando ao detalhamento do arcabouço cronoestratigráfico deste intervalo através da utilização da estratigrafia química. Os dados da razão isotópica de estrôncio permitiram o reconhecimento de cinco descontinuidades no registro: (i) Paleoceno (Daniano – Thanetiano), (ii) mesoeoceno (Lutetiano-Bartoniano), (iii) neoeoceno – eoligoceno (Priaboniano-Rupeliano), (iv) eomioceno (Aquitânico-Burdigaliano) (v) entre o eo e o mesomioceno (Burdigaliano-Langhiano) ou entre o eo e o neomioceno (Burdigaliano-Tortoniano), na porção mais distal da bacia.

Estas descontinuidades parecem estar associadas a quedas do nível do mar durante eventos de resfriamento decorrentes do isolamento térmico da Antártica e, conseqüentemente, da Corrente Circumpolar Antártica. Uma provável seção condensada identificada apenas na seção do poço 2A entre o eo- e o mesoeoceno (Ypresiano – Lutetiano) não apresenta nenhuma relação com eventos globais ou regionais.

Em especial, o evento erosivo reconhecido no poço 1A (Burdigaliano – Tortoniano), próximo Cone do Rio Grande, pode-se precisar que o período de erosão principal ocorreu a 10.4 Ma, que é o início da formação do Cone Rio de Grande, uma das estruturas maior envergadura na margem passiva brasileira.

A coerência das descontinuidades reconhecidas com aquelas anteriormente identificadas com base em estudos bioestratigráficos assinala a consistência dos dados cronoestratigráficos obtidos a partir da razão isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Os dados de isótopos estáveis obtidos permitiram inferir oscilações climáticas associadas a eventos paleoceanográficos. Do eoceno ao neoligoceno, um gradual

resfriamento da água foi verificado, provavelmente relacionado com a abertura da Passagem de Drake e desenvolvimento da Corrente Circumpolar Antártica. Um evento de aquecimento de menor magnitude foi observado no eomioceno.

A seção eocênica registra uma redução na produtividade e/ou na preservação da material orgânica, o que está relacionado com o evento de resfriamento supracitado. Tendência contrária foi observada no intervalo Rupeliano – Aquitaniano, sugerindo um aquecimento.

No neomioceno observou-se um padrão de resfriamento progressivo na escala de 1-2Ma (terceira-ordem) com ciclos de mais alta frequência superpostos (aproximadamente 400.000 anos). Esta constatação é coerente com registros globais de resfriamento no Neomioceno, os quais estão associados com o restabelecimento da calota polar na Antártica.

10. RECOMENDAÇÕES

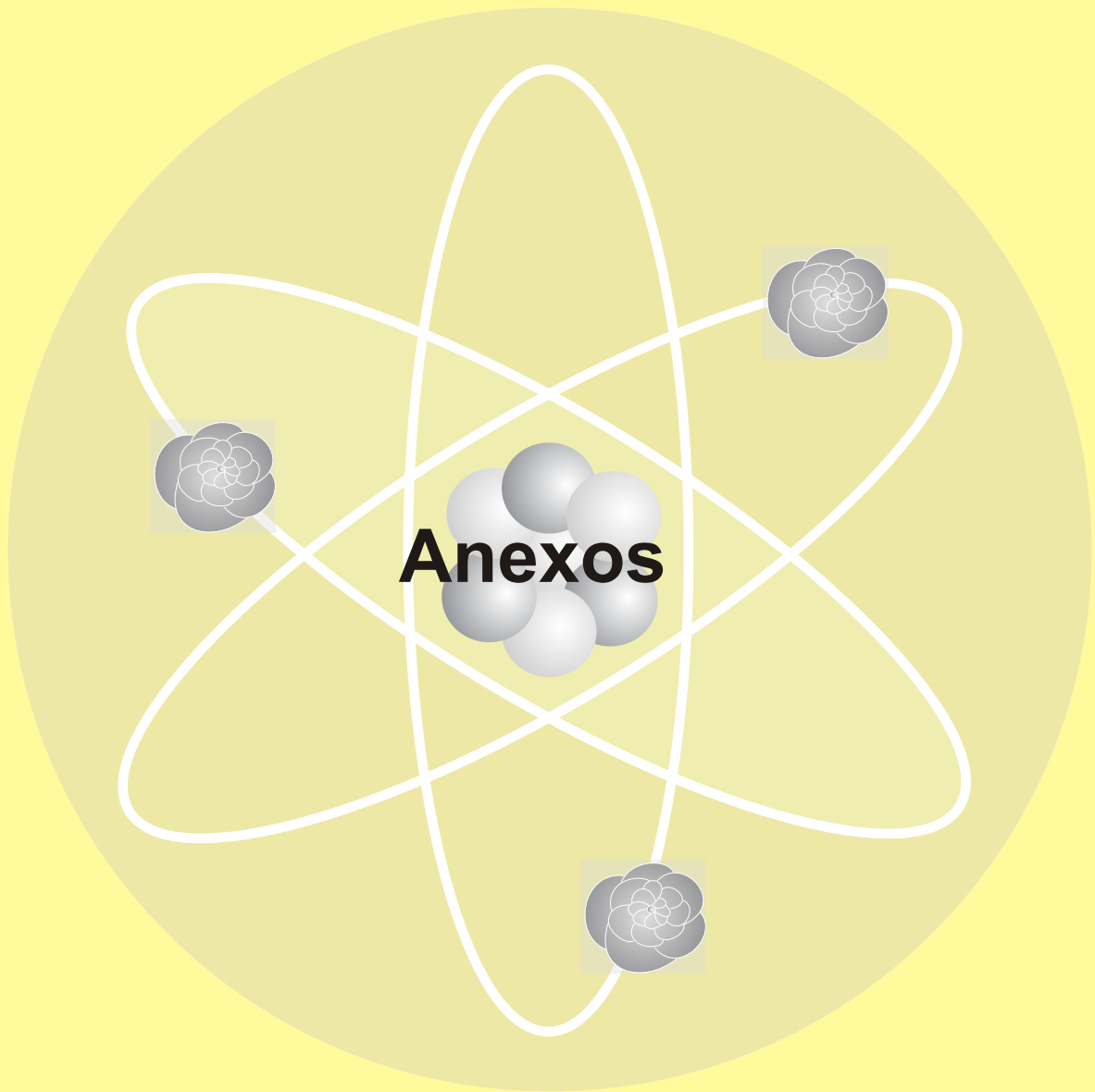
Alguns aspectos observados no desenvolvimento desta tese representam questões a serem consideradas em trabalhos futuros.

Uma questão a ser abordada é a correlações entre a parte proximal e distal, onde a bioestratigrafia pode contribuir de forma efetiva. Tendo em consideração a escassez de formas planctônicas na porção emersa da bacia, conforme relatado por diversos autores, o biozoneamento com base em palinomorfos pode fornecer resultados promissores na melhoria da resolução do fatiamento bioestratigráfico desses depósitos.

Tendo em vista a coerência dos dados isotópicos obtidos, recomenda-se o prosseguimento da aplicação de métodos isotópicos, especialmente para a obtenção de dados cronoestratigráficos, ampliando o emprego destas ferramentas para outros poços tanto em amostragens sistemáticas em intervalos pré-determinados quanto em amostragens direcionadas ao refinamento de descontinuidades previamente identificadas. Em termos de dados de isótopos estáveis, a obtenção de dados de oxigênio em testas de espécies selecionadas, levando-se em consideração os efeitos vitais, irá contribuir significativamente para o conhecimento da evolução paleoclimática da bacia durante o Cenozóico.

A utilização dados isotópicos de estrôncio, com enfoque voltado para a proveniência dos sedimentos que compõem a seção cenozóica da bacia, pode aportar informações de grande valia para o entendimento da evolução tectônica local.

Além desses aspectos, recomenda-se uma criteriosa seleção do material a ser estudo a partir do estudo da preservação dos espécimes utilizando a microscopia eletrônica de varredura e difratometria de raios-X.



ANEXO A – DOCUMENTAÇÃO REFERENTE À SUBMISSÃO DOS ARTIGOS

Biocronoestratigrafia da Bacia de Pelotas: estado atual e aplicação na geologia do petróleo

Geise de Santana dos Anjos-Zerfass¹, Paulo Alves de Souza² & Farid Chemale Jr.²

Resumo Os estudos bioestratigráficos nas bacias sedimentares brasileiras têm fornecido suporte para a pesquisa exploratória de recursos minerais e energéticos, especialmente na margem continental. Com as descobertas de hidrocarbonetos nas bacias de Santos e Campos, a porção sul da margem continental brasileira tornou-se um importante alvo da exploração. Com isso, o refinamento bioestratigráfico se faz necessário para fins de detecção de hiatus e para o incremento da precisão das correlações laterais na delimitação e na análise espacial de possíveis reservatórios. O estado atual do arcabouço biocronoestratigráfico da Bacia de Pelotas é aqui apresentado, com vistas à sua aplicação na prospecção de reservatórios. Os principais problemas e lacunas no conhecimento acerca do tema são também discutidos. Em termos de bioestratigrafia, a bacia permanece pouco avaliada, apesar de que as pesquisas tenham começado em meados da década de 1960. A comparação entre propostas de biozoneamento para o Terciário da bacia permite inferir uma série de hiatus, de natureza até o momento desconhecida, identificados pela ausência de biozonas. Dois hiatus identificados a partir da curva de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr elaborada para uma sondagem *offshore*, parecem estar relacionados com descontinuidades na deposição. As diferenças observadas entre os zoneamentos podem ser atribuídas aos diferentes critérios e níveis de resolução dos grupos taxonômicos utilizados, bem como aos diferentes intervalos amostrais empregados, o que afeta a resolução bioestratigráfica e, conseqüentemente, o potencial como ferramenta correlativa.

Palavras-chave: Micropaleontologia, Bioestratigrafia, Isótopos, Bacia de Pelotas.

Abstract *Biostratigraphy of the Pelotas Basin: Actual state and application in the petroleum geology* The biostratigraphic studies of the Brazilian sedimentary basins have providing a support for the exploratory research of energetic and mineral resources, in particular at the continental margin. From new discoveries of hydrocarbon accumulations at the Santos and Campos basins, the south portion of the Brazilian continental margin were converted in an important target of the exploration. Therefore, the biostratigraphic refinement is necessary to detect gaps and to promote an increment on the precision of the lateral correlations in the delimitation and spatial analysis of the potential reservoirs. The actual stage of the bio-chronostratigraphic framework of the Pelotas Basin is presented herein, focusing on its application to the reservoir prospectation. The main questions and lacunae on the knowledge are also discussed. In terms of biostratigraphy, the Pelotas Basin remains poorly evaluated, despite publication of important works on the biostratigraphy are known since the 1960's. A comparison of biostratigraphic schemes proposed for the Tertiary section of the basin allows the inference of diverse hiatuses, identified by the absences of biozones. Hiatuses identified in the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr curve, suggest their relationship with discontinuities in the deposition. Discrepancies between the proposed schemes can be attributed to the particular resolution of the different groups used, the variations in the biostratigraphic criteria and the sampling interval, influencing the biostratigraphic resolution and therefore its potential as a correlation tool.

Keywords: Micropaleontology, Biostratigraphy, Isotopes, Pelotas Basin.

INTRODUÇÃO Os estudos micropaleontológicos nas bacias sedimentares brasileiras, especialmente aquelas da margem continental, estão fortemente relacionados com a indústria do petróleo, de modo que o conhecimento acerca do tema evoluiu ao ritmo das atividades de exploração em cada bacia. O refinamento bioestratigráfico se faz necessário para fins de detecção de descontinuidades no registro estratigráfico bem como para promover o incremento da precisão nas correlações laterais, apoiando pesquisas que enfoquem a

delimitação de possíveis reservatórios.

De modo geral, os microfósseis de parede calcária, silicosa ou orgânica constituem as ferramentas mais importantes para fins bioestratigráficos, dada a relativa abundância em amostras de testemunhos de sondagem e calha. Diversos grupos de microfósseis preenchem requisitos que os tornam ferramentas potencialmente úteis nas datações relativas e correlações a curtas e longas distâncias, além prover apoio nas interpretações paleoambientais.

1 - Programa de Pós-Graduação, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre (RS), Brasil. E-mail: geise.anjos@ufrgs.br

2 - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre (RS), Brasil.

E-mails: paulo.alves.souza@ufrgs.br, farid.chemale@ufrgs.br

A manuscript number has been assigned: MARMIC-D-09-00041

De: ees.marmic.0.18a26.a36ea331@eesmail.elsevier.com em nome de **Marine Micropaleontology** (esubmissionsupport@elsevier.com)

Enviada:segunda-feira, 8 de junho de 2009 14:17:20

Para: geise_anjos@hotmail.com

Please note that this is an automated e-mail

Ms. Ref. No.: MARMIC-D-09-00041

Title: Post-depositional effects on microstructure and stable isotopes in planktonic foraminiferal shells from Pelotas Basin, Southern Brazil
Marine Micropaleontology

Dear Ms. Zerfass,

Your submission entitled "Post-depositional effects on the microstructure and stable isotopes in planktonic foraminiferal tests from the Miocene of the Pelotas Basin, Southern Brazil" has been assigned the following manuscript number: MARMIC-D-09-00041.

Journal editor J. Snelleman will assign your manuscript as soon as possible to one of the editors, Ellen Thomas or Andreas Mackensen.

You may check on the progress of your paper by logging on to the Elsevier Editorial System as an author. The URL is <http://ees.elsevier.com/marmic/>.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Marine Micropaleontology

BPA/PDEXP/CENPES/PETROBRAS
Cidade Universitária, Ilha do Fundão,
Av. Jequitibá, 950, prédio 20, 1120,
21949-900 Rio de Janeiro, RJ
Brazil

Barcelona, 27 October de 2009

The paper “**Miocene biochronostratigraphy of the Pelotas Basin, Brazil**” by **G.S. Anjos-Zerfass** and co-workers has been submitted for possible publication in **Geologica Acta** on 22th of October, 2009. This paper has been included in the editorial process that will determine its possible acceptance.

Signed:



Lluís Cabrera
Scientific Editor

Acknowledgement of receipt of your submitted article

De: ees.margo.0.4ff2b.a2ec211d@eesmail.elsevier.com em nome de **Marine Geology** (margo-ee@elsevier.com)

Enviada: quinta-feira, 12 de novembro de 2009 23:22:27

Para: geise_anjos@hotmail.com

Dear Mrs. Zerfass,

Your submission entitled "Strontium isotopes stratigraphy and stable isotopes of the Tertiary deposits of the Pelotas Basin, Southern Brazil." has been received by Marine Geology.

Please note that submission of an article is understood to imply that the article is original and is not being considered for publication elsewhere. Submission also implies that all authors have approved the paper for release and are in agreement with its content.

Your manuscript will be given a reference number in due course.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Editorial Office
Marine Geology

ANEXO B – MAPA DE DOCUMENTAÇÃO

ANEXO C - DADOS DA CURVA-PADRÃO DA RAZÃO ISOTÓPICA $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Sr DE VEIZER *et al.* (1999)

A = aragonita, AM = amonites, B = braquiópodes, BL = belemnites, C = conodontes, CRL = coral, F = foraminíferos, CBM = calcita baixo magnésio, M = moluscos.

Período	Idade (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Mineralogia	Material	Autor	Período	Idade (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Mineralogia	Material	Autor
T	5,1	0,709012	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	13,4	0,708788	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,1	0,709030	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	13,4	0,708775	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	5,1	0,709003	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	13,5	0,708818	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,1	0,709025	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	13,5	0,708796	A	M	DePaolo & Ingram (1985)
T	5,1	0,708995	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	13,5	0,708792	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	5,1	0,709003	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1988)	T	13,6	0,708769	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,1	0,708880	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1993)	T	13,6	0,708811	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	5,1	0,708954	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1993)	T	13,6	0,708816	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,1	0,708962	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1993)	T	13,6	0,708769	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,1	0,708964	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1993)	T	13,6	0,708770	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	5,1	0,708965	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1993)	T	13,6	0,708824	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1993)
T	5,1	0,708966	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1993)	T	13,7	0,708771	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,1	0,708967	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1993)	T	13,7	0,708799	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,1	0,708972	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1993)	T	13,8	0,708781	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,1	0,708974	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1993)	T	13,8	0,708779	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	5,1	0,709013	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	13,8	0,708931	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	5,1	0,708946	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	13,8	0,708788	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	5,1	0,708946	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1988)	T	13,9	0,708768	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,1	0,708992	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	13,9	0,708801	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,1	0,708967	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	13,9	0,708807	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	5,1	0,708966	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1988)	T	13,9	0,708756	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,2	0,709013	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	13,9	0,708782	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,2	0,709011	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	14,0	0,708906	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)
T	5,2	0,709020	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	14,0	0,708914	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)
T	5,2	0,708920	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	14,0	0,708902	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)
T	5,2	0,708934	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	14,0	0,708781	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,2	0,708971	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	14,1	0,708780	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	5,2	0,708974	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	14,1	0,708902	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)
T	5,6	0,708971	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1988)	T	14,1	0,708792	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	5,6	0,708975	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1988)	T	14,1	0,708811	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	5,6	0,708999	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	14,2	0,708775	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)

T	5,6	0,708994	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	14,2	0,708784	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,6	0,708918	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1988)	T	14,2	0,708896	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	5,6	0,708990	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	14,2	0,708778	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	5,7	0,708969	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	14,3	0,708821	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,7	0,708977	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	14,3	0,708792	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	5,7	0,708914	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	14,4	0,708791	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	5,7	0,708987	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	14,4	0,708787	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,7	0,708914	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1988)	T	14,4	0,708798	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	5,7	0,708973	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	14,4	0,708820	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,7	0,708976	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	14,4	0,708754	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,7	0,708938	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	14,5	0,708767	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	5,7	0,709011	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	14,5	0,708801	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,7	0,708938	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1988)	T	14,6	0,708868	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	5,7	0,708975	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	14,6	0,708782	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,7	0,708978	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	14,6	0,708799	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,7	0,708976	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1988)	T	14,6	0,708770	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	5,7	0,708983	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	14,6	0,708770	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	5,8	0,708954	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1988)	T	14,6	0,708793	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	5,8	0,708968	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	14,7	0,708772	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,8	0,708936	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	14,7	0,708784	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,8	0,708944	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	14,8	0,708775	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	5,8	0,708971	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	14,9	0,708791	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,8	0,708931	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	14,9	0,708801	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,8	0,708947	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	14,9	0,708761	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	5,8	0,708945	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1988)	T	14,9	0,708822	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	5,8	0,708972	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,0	0,708788	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,8	0,708932	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1988)	T	15,0	0,708767	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	5,8	0,708964	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,0	0,708763	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	5,8	0,708906	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1988)	T	15,0	0,708739	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	5,8	0,708906	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	15,0	0,708813	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,8	0,708965	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,1	0,708751	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	5,8	0,708959	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,1	0,708758	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	5,8	0,708973	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,1	0,708763	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	5,9	0,708976	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,1	0,708783	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)

T	5,9	0,708922	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	15,1	0,708789	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,9	0,708923	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1988)	T	15,1	0,708742	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	5,9	0,708948	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,2	0,708860	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	5,9	0,708969	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,2	0,708877	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)
T	5,9	0,708983	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,2	0,708901	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)
T	5,9	0,708957	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	15,2	0,708711	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	5,9	0,708957	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1988)	T	15,2	0,708813	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	5,9	0,708966	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,3	0,708703	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	6,0	0,708969	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,3	0,708721	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	6,0	0,708898	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	15,4	0,708794	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	6,0	0,708898	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1988)	T	15,4	0,708736	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	6,0	0,708958	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,4	0,708788	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	6,0	0,708969	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,5	0,708794	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	6,0	0,708959	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,6	0,708786	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	6,1	0,708950	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,6	0,708718	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	6,1	0,708968	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,7	0,708779	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	6,1	0,708963	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,7	0,708733	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	6,1	0,708926	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	15,7	0,708760	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	6,1	0,708925	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1988)	T	15,8	0,708722	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	6,1	0,708943	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,8	0,708786	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	6,1	0,708990	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	15,8	0,708802	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	6,1	0,708945	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,8	0,708736	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	6,1	0,708962	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,9	0,708721	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	6,2	0,708960	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,9	0,708718	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	6,2	0,708954	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,9	0,708745	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	6,2	0,708967	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,9	0,708860	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	6,2	0,708956	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	15,9	0,708753	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	6,2	0,708954	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,0	0,708783	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	6,2	0,709000	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	16,0	0,708743	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	6,2	0,708967	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,0	0,708736	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	6,2	0,708972	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,1	0,708761	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	6,3	0,708955	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,1	0,708867	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)
T	6,3	0,708959	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,1	0,708869	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)
T	6,3	0,708906	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	16,1	0,708739	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)

T	6,3	0,708919	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	16,2	0,708739	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	6,3	0,708959	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	16,2	0,708707	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	6,3	0,708966	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,2	0,708732	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	6,3	0,708967	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	16,3	0,708671	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	6,3	0,708944	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,3	0,708838	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)
T	6,4	0,708939	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,3	0,708706	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	6,4	0,708911	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	16,3	0,708747	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	6,4	0,708957	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,3	0,708709	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	6,4	0,708955	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,4	0,708900	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	6,4	0,709023	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	16,4	0,708741	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	6,4	0,708947	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,4	0,708741	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	6,5	0,708949	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,4	0,708749	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	6,5	0,708945	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	16,4	0,708834	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)
T	6,5	0,708949	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	16,5	0,708748	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	6,5	0,708950	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,5	0,708731	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	6,5	0,708907	A	M	DePaolo & Ingram (1985)	T	16,5	0,708734	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	6,5	0,708966	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,5	0,708672	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	6,5	0,708947	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,5	0,708678	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	6,6	0,708942	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,6	0,708736	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	6,6	0,708950	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,6	0,708709	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	6,6	0,708951	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,6	0,708660	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	6,6	0,708945	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,6	0,708724	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	6,7	0,708967	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,7	0,708620	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	6,7	0,708947	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,7	0,708620	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	6,7	0,708939	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	16,7	0,708690	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	6,7	0,708949	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	16,7	0,708760	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	6,7	0,708927	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,8	0,708792	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)
T	6,7	0,708959	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,8	0,708708	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	6,8	0,708947	CBM	F	Farrell <i>et al.</i> (1995)	T	16,8	0,708810	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	6,8	0,708901	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	16,9	0,708657	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	6,8	0,708943	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	16,9	0,708704	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	6,8	0,708945	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	16,9	0,708649	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	6,8	0,708917	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	16,9	0,708711	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	6,9	0,708947	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	17,0	0,708767	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)

T	6,9	0,708931	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,0	0,708730	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	6,9	0,708904	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,0	0,708506	A	M	DePaolo & Ingram (1985)
T	6,9	0,708895	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,0	0,708702	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	7,0	0,708970	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,0	0,708677	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	7,0	0,708951	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	17,0	0,708667	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	7,0	0,708901	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,2	0,708679	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	7,0	0,708908	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	17,2	0,708673	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	7,0	0,708920	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,2	0,708673	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	7,1	0,708938	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,3	0,708630	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	7,1	0,708921	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,3	0,708646	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	7,1	0,708905	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,3	0,708660	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	7,2	0,708970	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	17,3	0,708634	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	7,2	0,709000	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	17,3	0,708672	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	7,2	0,708936	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,3	0,708661	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	7,2	0,708910	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	17,3	0,708672	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	7,3	0,708944	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	17,4	0,708654	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	7,3	0,708957	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	17,4	0,708648	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	7,3	0,708940	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1993)	T	17,4	0,708686	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	7,4	0,708913	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,5	0,708714	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	7,5	0,708931	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,5	0,708663	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	7,6	0,708862	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,5	0,708730	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)
T	7,7	0,709008	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	17,5	0,708653	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	7,8	0,709004	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)	T	17,6	0,708605	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	7,8	0,709005	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)	T	17,6	0,708615	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	7,8	0,708931	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,6	0,708580	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	8,0	0,708963	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,6	0,708709	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)
T	8,0	0,709013	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)	T	17,6	0,708722	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)
T	8,0	0,708925	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,7	0,708575	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	8,1	0,708933	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,7	0,708577	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	8,1	0,708950	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	17,7	0,708575	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	8,1	0,708990	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	17,7	0,708708	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)
T	8,2	0,708937	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,7	0,708594	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	8,2	0,708930	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,7	0,708702	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)
T	8,2	0,708909	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,7	0,708674	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)

T	8,4	0,709020	CBM	F	Dash & Biscaye (1971)	T	17,7	0,708588	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	8,5	0,708946	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,8	0,708696	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)
T	8,6	0,708928	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	17,8	0,708577	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	8,6	0,708893	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,8	0,708676	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)
T	8,6	0,708980	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	17,8	0,708612	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	8,8	0,708878	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,8	0,708676	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)
T	8,8	0,708996	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)	T	17,8	0,708676	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)
T	8,9	0,708880	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	17,9	0,708631	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	8,9	0,708886	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	18,0	0,708563	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	9,0	0,708909	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	18,0	0,708654	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	9,0	0,708994	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	18,0	0,708646	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)
T	9,0	0,708924	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	18,0	0,708647	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)
T	9,2	0,708892	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	18,0	0,708475	A	M	DePaolo & Ingram (1985)
T	9,2	0,708927	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1989)	T	18,0	0,708477	A	M	DePaolo & Ingram (1985)
T	9,3	0,708907	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	18,0	0,708545	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	9,4	0,708869	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	18,0	0,708558	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	9,4	0,708900	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	18,1	0,708540	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	9,4	0,708977	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)	T	18,1	0,708611	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	9,5	0,708870	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	18,1	0,708674	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	9,6	0,708960	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	18,1	0,708597	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	9,6	0,708933	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)	T	18,1	0,708547	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	9,6	0,708935	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)	T	18,2	0,708551	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	9,6	0,708879	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	18,2	0,708580	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	9,7	0,708870	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	18,2	0,708600	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	9,7	0,708900	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	18,3	0,708511	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	9,7	0,708940	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	18,3	0,708562	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	9,7	0,708970	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	18,3	0,708587	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	9,7	0,708914	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)	T	18,3	0,708590	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	9,8	0,708877	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	18,4	0,708527	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	9,8	0,708886	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	18,4	0,708460	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	9,8	0,708889	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	18,4	0,708605	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	9,9	0,708919	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)	T	18,5	0,708540	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	10,0	0,708859	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	18,5	0,708528	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	10,0	0,708980	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	18,5	0,708535	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)

T	10,0	0,708902	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)	T	18,5	0,708535	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	10,0	0,708889	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	18,5	0,708528	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	10,1	0,708866	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	18,6	0,708506	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	10,1	0,708878	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)	T	18,6	0,708570	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	10,1	0,708886	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	18,6	0,708499	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	10,1	0,708861	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	18,6	0,708501	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	10,1	0,708900	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	18,7	0,708568	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	10,2	0,708852	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	18,7	0,708500	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	10,2	0,708863	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	18,7	0,708535	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	10,2	0,708894	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1993)	T	18,8	0,708600	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	10,2	0,708974	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)	T	18,8	0,708513	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	10,2	0,708978	CBM	F	DePaolo & Finger (1991)	T	18,8	0,708563	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	10,2	0,708879	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	18,8	0,708478	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	10,2	0,708920	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	18,8	0,708518	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	10,3	0,708864	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	18,9	0,708532	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	10,3	0,708870	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	19,0	0,708532	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	10,3	0,708880	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)	T	19,0	0,708559	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	10,3	0,708969	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	19,0	0,708435	A	M	DePaolo & Ingram (1985)
T	10,3	0,708861	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	19,1	0,708517	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	10,4	0,708849	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	19,1	0,708502	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	10,4	0,708897	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	19,2	0,708515	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	10,4	0,708856	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	19,2	0,708522	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	10,5	0,708856	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	19,2	0,708571	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	10,5	0,708840	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	19,3	0,708466	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	10,5	0,708897	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)	T	19,3	0,708444	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	10,5	0,708832	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	19,3	0,708501	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	10,5	0,708881	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)	T	19,3	0,708600	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	10,6	0,708843	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	19,4	0,708491	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	10,6	0,708831	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	19,4	0,708472	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	10,6	0,708884	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1993)	T	19,4	0,708455	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	10,6	0,708826	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	19,4	0,708455	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	10,7	0,708805	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	19,4	0,708518	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	10,7	0,708824	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	19,4	0,708461	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	10,7	0,708849	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	19,5	0,708512	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)

T	10,7	0,708877	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)	T	19,5	0,708441	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	10,7	0,708888	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)	T	19,5	0,708503	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	10,7	0,708854	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	19,6	0,708439	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	10,8	0,708850	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	19,6	0,708535	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	10,8	0,708853	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	19,6	0,708447	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	10,8	0,708866	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)	T	19,7	0,708450	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	10,8	0,708880	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	19,7	0,708413	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	10,8	0,708866	CBM	F	McKenzie <i>et al.</i> (1993)	T	19,7	0,708490	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	10,8	0,709115	CBM	F	Quinn <i>et al.</i> (1994)	T	19,7	0,708453	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	10,8	0,708845	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	19,8	0,708431	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	10,9	0,708826	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	19,8	0,708466	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	10,9	0,708808	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	19,9	0,708421	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	11,0	0,708830	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	20,0	0,708477	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	11,0	0,708890	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	20,0	0,708487	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	11,0	0,708859	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)	T	20,0	0,708459	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	11,0	0,708812	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	20,0	0,708423	A	M	DePaolo & Ingram (1985)
T	11,1	0,708812	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	20,0	0,708489	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	11,1	0,708937	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	20,1	0,708421	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	11,1	0,708819	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	20,1	0,708477	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	11,2	0,708849	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)	T	20,1	0,708482	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	11,3	0,708842	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	20,1	0,708403	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	11,3	0,708888	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)	T	20,2	0,708400	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	11,4	0,708900	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	20,3	0,708410	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	11,4	0,708817	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	20,3	0,708420	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	11,4	0,708875	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)	T	20,3	0,708443	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	11,4	0,708879	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)	T	20,3	0,708443	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	11,5	0,708876	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)	T	20,3	0,708450	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	11,5	0,708861	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	20,4	0,708435	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	11,6	0,708806	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	20,4	0,708389	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	11,6	0,708829	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	20,5	0,708446	CBM	F	Oslicket <i>et al.</i> (1994)
T	11,6	0,708790	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	20,5	0,708438	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	11,7	0,708847	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	20,5	0,708438	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	11,7	0,708827	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	20,5	0,708421	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	11,7	0,708817	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	20,5	0,708460	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)

T	11,7	0,708850	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	20,7	0,708424	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	11,8	0,708838	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	20,7	0,708466	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	11,8	0,708820	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	20,7	0,708384	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	11,8	0,708815	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	20,7	0,708384	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	11,9	0,708853	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)	T	20,7	0,708391	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	11,9	0,708822	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	20,7	0,708380	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	11,9	0,708789	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	20,8	0,708384	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	11,9	0,708829	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	20,9	0,708390	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	11,9	0,708844	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	21,0	0,708344	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	12,0	0,708810	A	M	DePaolo & Ingram (1985)	T	21,0	0,708338	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	12,0	0,708826	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	21,0	0,708338	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	12,0	0,708790	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	21,0	0,708413	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	12,1	0,708844	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	21,0	0,708356	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	12,1	0,708794	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	21,1	0,708354	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	12,1	0,708981	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	21,3	0,708337	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	12,2	0,708806	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	21,3	0,708375	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	12,2	0,708822	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	21,3	0,708336	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	12,2	0,708762	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	21,3	0,708356	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	12,3	0,708787	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	21,4	0,708325	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	12,3	0,708808	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	21,5	0,708330	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	12,4	0,708785	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	21,5	0,708370	A	M	DePaolo & Ingram (1985)
T	12,4	0,708862	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)	T	21,5	0,708365	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	12,4	0,708796	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	21,5	0,708378	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	12,4	0,708989	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	21,6	0,708392	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	12,5	0,708794	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	21,6	0,708364	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	12,6	0,708793	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	21,6	0,708402	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	12,6	0,708816	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	21,6	0,708402	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	12,7	0,708847	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	21,7	0,708302	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	12,7	0,708828	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	21,9	0,708349	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	12,7	0,708860	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	21,9	0,708390	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	12,7	0,708860	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	22,0	0,708304	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	12,7	0,708870	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	22,0	0,708340	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	12,8	0,708806	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	22,0	0,708334	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	12,8	0,708790	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	22,0	0,708353	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)

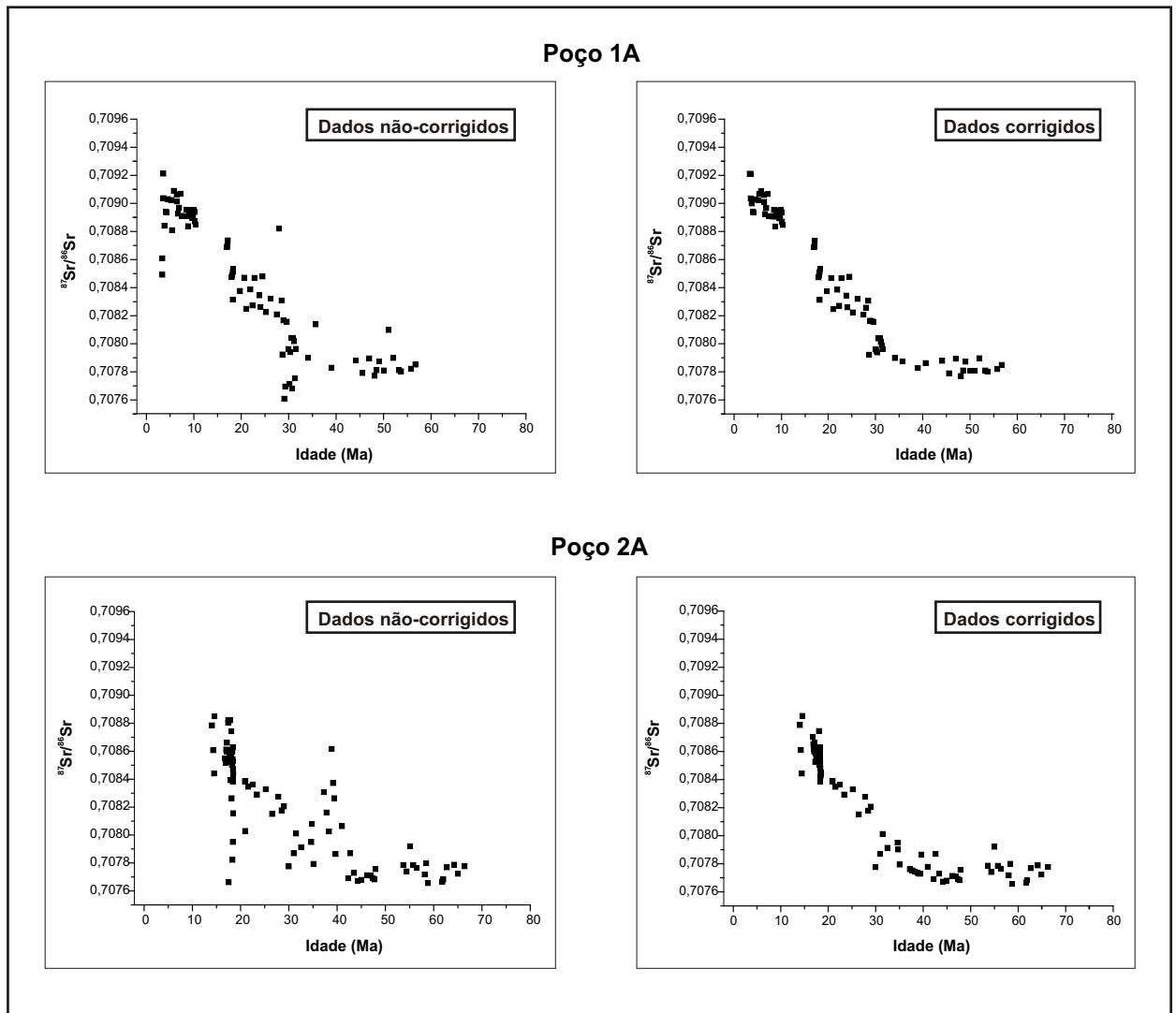
T	12,8	0,708780	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	22,0	0,708367	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	12,9	0,708930	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	22,2	0,708300	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	12,9	0,708804	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	22,2	0,708340	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	12,9	0,708860	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)	T	22,3	0,708215	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	13,0	0,708800	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	22,3	0,708250	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	13,0	0,708830	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)	T	22,3	0,708290	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	13,1	0,708820	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	22,4	0,708265	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	13,1	0,708797	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	22,5	0,708327	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	13,1	0,708834	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)	T	22,5	0,708246	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	13,1	0,708801	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	22,6	0,708338	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	13,2	0,708792	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	22,6	0,708313	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	13,2	0,708807	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	22,7	0,708460	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	13,2	0,708805	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	22,7	0,708311	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)
T	13,2	0,708789	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	22,8	0,708239	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	13,3	0,708888	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	22,8	0,708272	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)
T	13,3	0,708822	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	22,8	0,708321	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	13,3	0,708793	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	22,8	0,708285	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	13,4	0,708826	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)	T	22,9	0,708257	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)
T	22,9	0,708247	CBM	F	Barrera <i>et al.</i> (1993)	T	30,3	0,707991	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	22,9	0,708322	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	30,3	0,707994	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	23,0	0,708248	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	30,4	0,707927	CBM	F	Barrera <i>et al.</i> (1993)
T	23,0	0,708305	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	30,7	0,708007	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	23,0	0,708307	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	30,7	0,707979	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	23,1	0,708257	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	30,8	0,707976	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	23,1	0,708150	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	30,9	0,707907	CBM	F	Barrera <i>et al.</i> (1993)
T	23,1	0,708237	CBM	F	Barrera <i>et al.</i> (1993)	T	31,0	0,707969	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	23,2	0,708295	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	31,0	0,707981	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	23,3	0,708265	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)	T	31,0	0,708050	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	23,3	0,708254	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	31,1	0,707943	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	23,3	0,708276	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	31,2	0,707965	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	23,3	0,708289	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	31,3	0,707958	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	23,3	0,708314	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	31,3	0,708011	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	23,3	0,708189	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	31,4	0,707979	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	23,3	0,708271	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	31,5	0,707952	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)

T	23,4	0,708231	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	31,9	0,708002	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	23,4	0,708257	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	32,2	0,707931	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	23,5	0,708266	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	32,2	0,707943	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	23,5	0,708195	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	32,2	0,707952	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	23,5	0,708257	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	32,3	0,707886	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	23,6	0,708250	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	32,4	0,707925	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	23,6	0,708267	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	32,4	0,707920	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	23,6	0,708196	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	32,5	0,707919	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	23,6	0,708264	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	32,7	0,707913	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	23,7	0,708235	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	32,7	0,707888	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	23,7	0,708184	CBM	F	Hodell & Woodruff (1994)	T	32,7	0,707847	CBM	F	Barrera <i>et al.</i> (1993)
T	23,8	0,708248	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	32,9	0,707900	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	23,8	0,708252	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	32,9	0,707906	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	23,8	0,708267	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)	T	33,0	0,707837	CBM	F	Barrera <i>et al.</i> (1993)
T	23,8	0,708230	CBM	F	Hodell <i>et al.</i> (1991)	T	33,0	0,707837	CBM	F	Barrera <i>et al.</i> (1993)
T	23,9	0,708254	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	33,0	0,707931	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	23,9	0,708255	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	33,1	0,707897	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	24,0	0,708294	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	33,2	0,707895	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	24,1	0,708264	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	33,3	0,707906	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	24,2	0,708242	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	33,4	0,707889	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	24,2	0,708350	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	33,5	0,707887	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	24,3	0,708228	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)	T	33,6	0,707883	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	24,3	0,708259	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)	T	33,6	0,707880	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	24,3	0,708230	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	33,7	0,707850	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	24,3	0,708231	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	33,7	0,707965	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	24,4	0,708210	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	33,8	0,707912	A	M	DePaolo & Ingram (1985)
T	24,4	0,708238	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	33,9	0,707880	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	24,5	0,708222	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	34,0	0,707856	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	24,7	0,708090	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	34,1	0,707865	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	24,8	0,708256	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)	T	34,1	0,707856	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	24,8	0,708159	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	34,1	0,707863	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	25,0	0,708250	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)	T	34,2	0,707860	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	25,1	0,708159	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	34,5	0,707852	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	25,1	0,708186	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	34,6	0,707832	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)

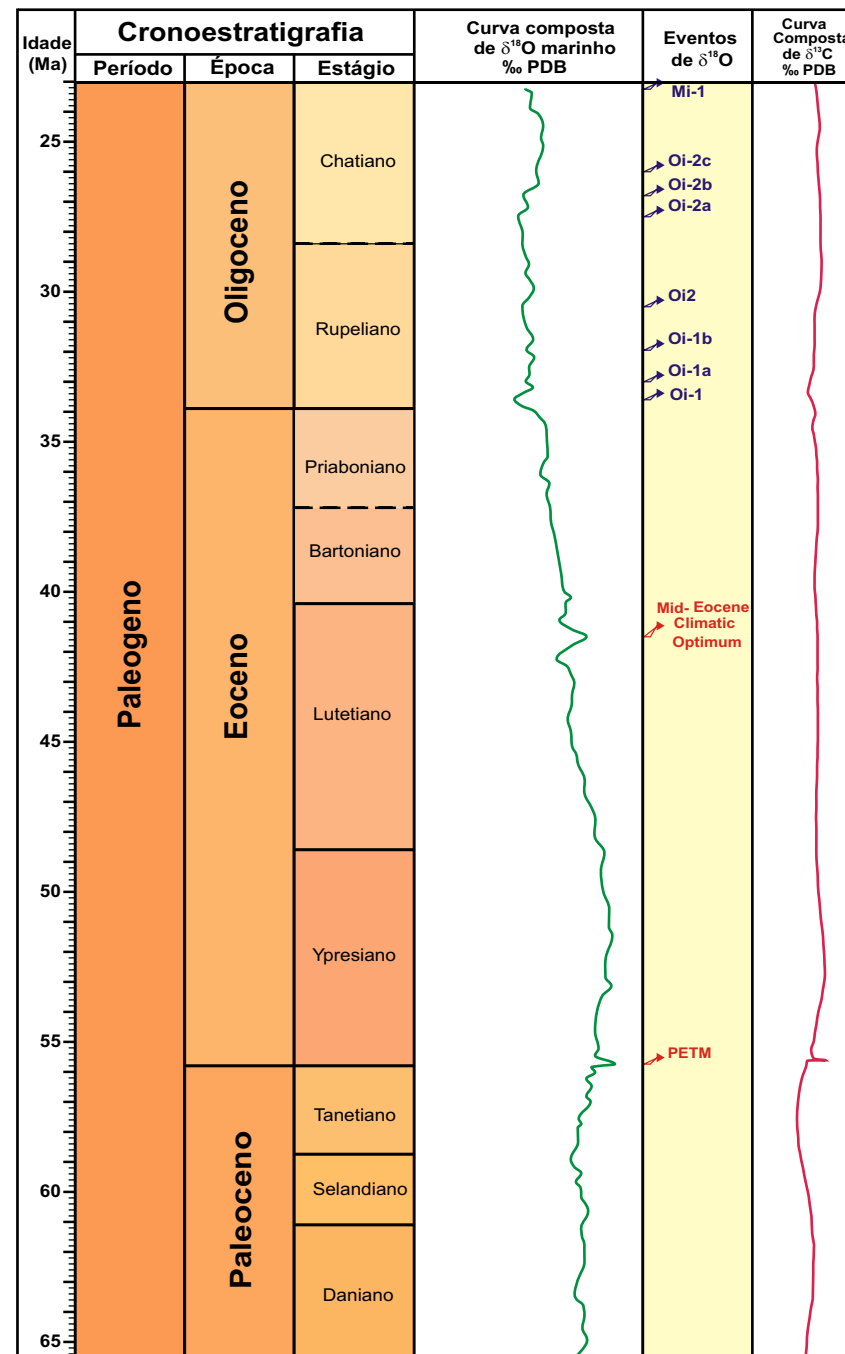
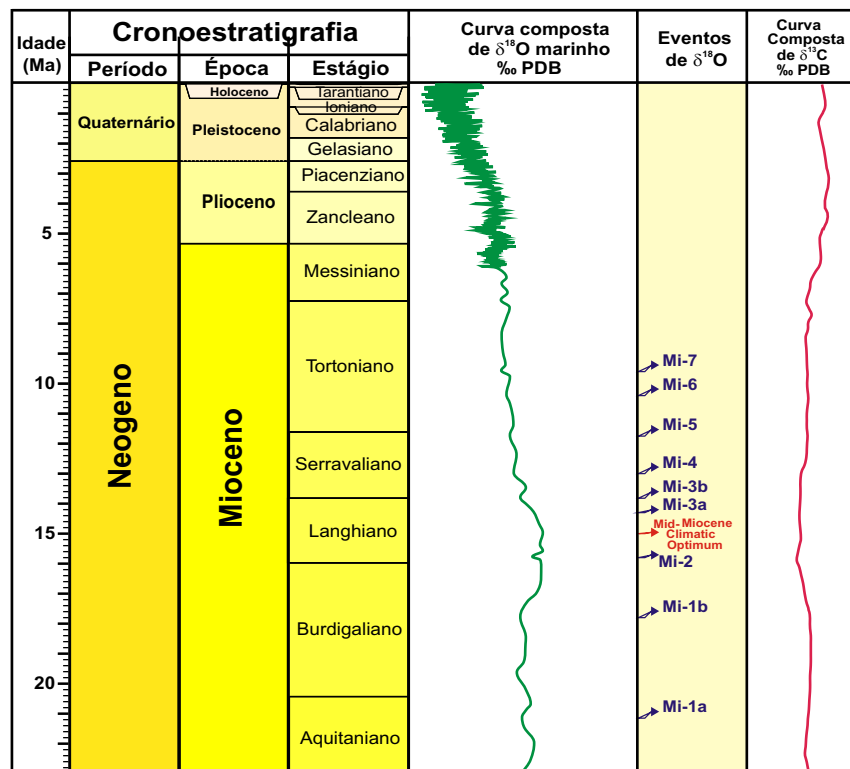
T	25,1	0,708186	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	35,0	0,707858	A	M	DePaolo & Ingram (1985)
T	25,2	0,708181	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	35,0	0,707832	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	25,3	0,708179	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	35,0	0,707869	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	25,3	0,708135	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	35,0	0,707829	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	25,4	0,708171	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	35,3	0,707836	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	25,5	0,708165	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	35,5	0,707829	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)
T	25,5	0,708207	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)	T	36,0	0,707804	A	M	DePaolo & Ingram (1985)
T	25,6	0,708157	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	36,3	0,707836	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	25,7	0,708153	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	36,8	0,707770	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	25,7	0,708131	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	37,5	0,707666	A	M	DePaolo & Ingram (1985)
T	25,8	0,708135	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	38,5	0,707772	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	25,8	0,708181	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	38,5	0,707749	A	M	DePaolo & Ingram (1985)
T	25,9	0,708143	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	39,2	0,707689	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	26,0	0,708205	CBM	F	Oslicket <i>al.</i> (1994)	T	39,3	0,707770	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	26,0	0,708140	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	39,5	0,707767	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	26,3	0,708089	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	39,9	0,707691	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	26,3	0,708131	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	40,6	0,707810	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	26,3	0,708179	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	40,8	0,707735	A	M	DePaolo & Ingram (1985)
T	26,4	0,708057	CBM	F	Barrera <i>et al.</i> (1993)	T	41,5	0,707767	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	26,4	0,708120	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	41,8	0,707778	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	26,4	0,708129	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	42,0	0,707810	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	26,7	0,708114	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	42,3	0,707773	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	27,0	0,708089	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	42,6	0,707674	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	27,0	0,708080	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	43,2	0,707798	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	27,1	0,708090	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	43,6	0,707803	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	27,3	0,708165	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	43,7	0,707755	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	27,4	0,708061	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	45,0	0,707850	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	27,5	0,708080	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	45,1	0,707726	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	27,9	0,708080	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	45,3	0,707772	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	27,9	0,708086	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	45,8	0,707920	CBM	F	Dash & Biscaye (1971)
T	28,0	0,708023	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	46,2	0,707688	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	28,3	0,708060	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	46,4	0,707753	A	M	DePaolo & Ingram (1985)
T	28,3	0,708063	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	46,7	0,707780	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	28,3	0,708058	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	47,2	0,707754	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)

T	28,3	0,708061	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	48,0	0,707738	A	M	DePaolo & Ingram (1985)
T	28,4	0,708054	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	48,5	0,707806	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	28,5	0,708053	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	50,1	0,707768	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	28,5	0,708096	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	50,8	0,707745	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	28,6	0,708050	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	51,2	0,707708	A	M	DePaolo & Ingram (1985)
T	28,6	0,708050	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	51,5	0,707820	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	28,7	0,708047	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	52,0	0,707702	A	M	DePaolo & Ingram (1985)
T	28,9	0,707977	CBM	F	Barrera <i>et al.</i> (1993)	T	52,8	0,707741	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	28,9	0,707977	CBM	F	Barrera <i>et al.</i> (1993)	T	53,3	0,707759	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	29,0	0,708037	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	54,6	0,707753	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	29,0	0,707973	CBM	F	Barrera <i>et al.</i> (1993)	T	55,8	0,707763	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	29,1	0,707950	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)	T	56,0	0,707756	A	M	DePaolo & Ingram (1985)
T	29,1	0,708033	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	56,1	0,707735	CBM	F	Charisi & Schmitz (1995)
T	29,1	0,708097	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	56,4	0,707806	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	29,2	0,707967	CBM	F	Barrera <i>et al.</i> (1993)	T	56,5	0,707707	CBM	F	Charisi & Schmitz (1995)
T	29,2	0,707967	CBM	F	Barrera <i>et al.</i> (1993)	T	57,0	0,707793	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	29,2	0,708029	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	57,5	0,707713	CBM	F	Charisi & Schmitz (1995)
T	29,2	0,708033	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	57,5	0,707715	CBM	F	Charisi & Schmitz (1995)
T	29,3	0,708047	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	57,8	0,707768	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	29,4	0,708023	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	58,0	0,707735	CBM	F	Charisi & Schmitz (1995)
T	29,4	0,708025	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	58,2	0,707859	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	29,5	0,707956	CBM	F	Barrera <i>et al.</i> (1993)	T	58,5	0,707747	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	29,5	0,708020	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	58,8	0,707830	CBM	F	Koepnick <i>et al.</i> (1985)
T	29,6	0,708058	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)	T	58,9	0,707657	CBM	F	Charisi & Schmitz (1995)
T	29,8	0,708017	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	59,3	0,707814	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	30,0	0,707939	CBM	F	Barrera <i>et al.</i> (1993)	T	59,8	0,707773	CBM	F	Charisi & Schmitz (1995)
T	30,0	0,707981	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	60,1	0,707844	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)
T	30,0	0,708004	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1989)	T	60,8	0,707731	CBM	F	Charisi & Schmitz (1995)
T	30,0	0,707981	CBM	F	Hess <i>et al.</i> (1986)						

ANEXO D - Razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: dados corrigidos
versus não corrigidos

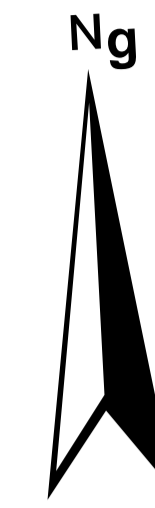


ANEXO E - Carta cronoestratigráfica do Paleogeno - Neogeno mostrando os principais eventos isotópicos globais



Mapa de Documentação

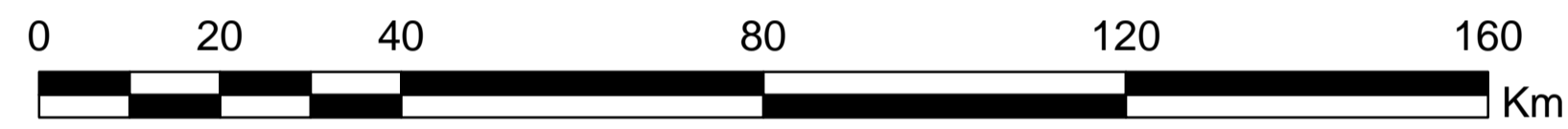
Anjos-Zerfass, 2009



Legenda

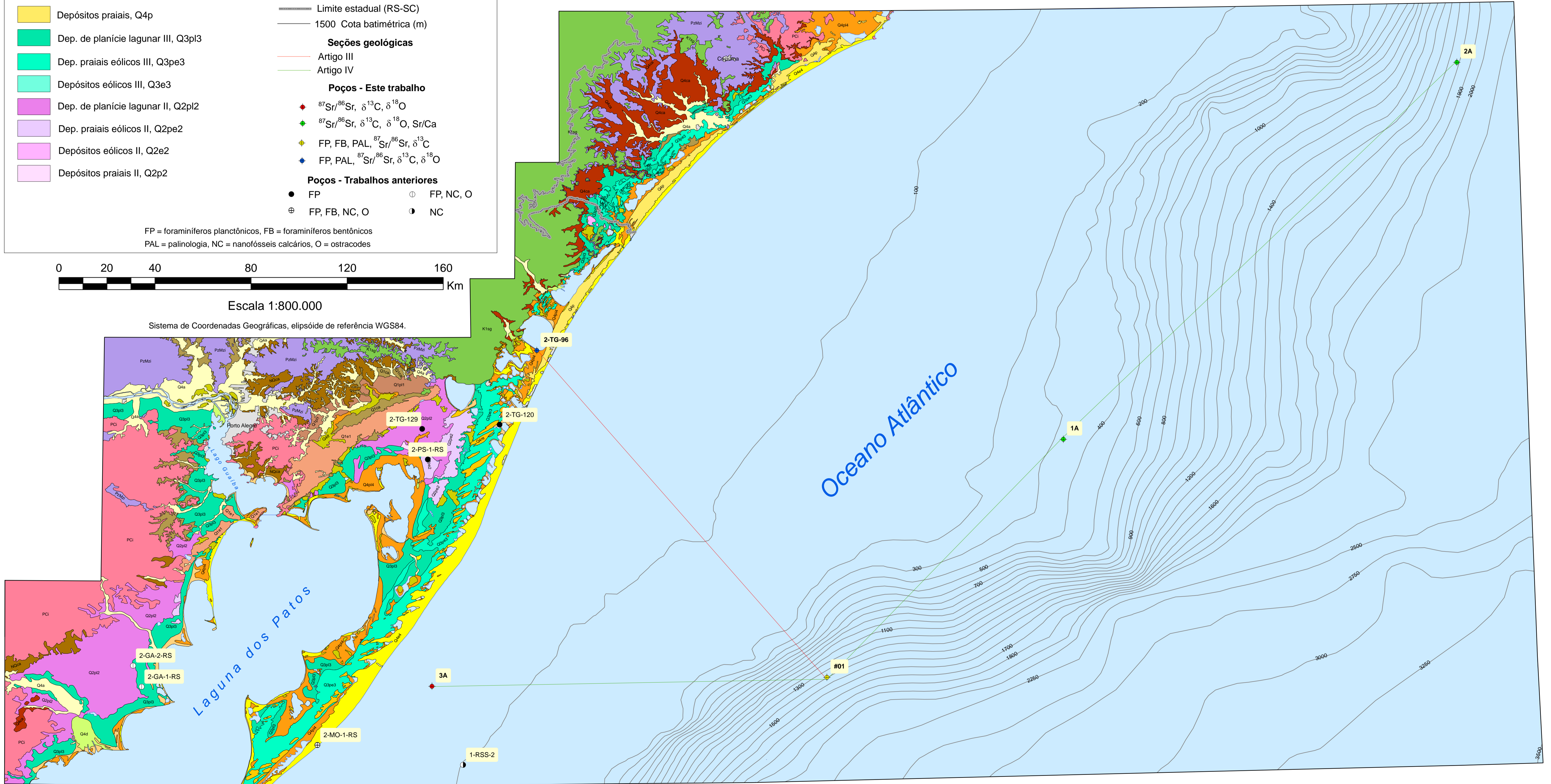
Depósitos colúvio-aluviais, Q4ca	Depósitos colúvio-aluviais, Q1ca
Depósitos aluviais, Q4a	Dep. de planície lagunar I, Q1pl1
Depósitos deltaicos, Q4d	Depósitos eólicos I, Q1e1
Dep. de planície lagunar IV, Q4pl4	Depósitos colúvio-aluviais, NQca
Turfeira, Q4tf	Rochas vulcân. da Fm. Serra Geral, K1sg
Dep. de praias e cristas lagun., Q4pc	Rochas sedim. da B.do Paraná, PzMzi
Dep. de retrab. eólico, Q4re	Embasamento cristalino, PCi
Depósitos eólicos IV, Q4e4	Mancha urbana
Depósitos praias, Q4p	Limite estadual (RS-SC)
Dep. de planície lagunar III, Q3pl3	1500 Cota batimétrica (m)
Dep. praias eólicos III, Q3pe3	Seções geológicas
Depósitos eólicos III, Q3e3	Artigo III
Dep. de planície lagunar II, Q2pl2	Artigo IV
Dep. praias eólicos II, Q2pe2	Poços - Este trabalho
Depósitos eólicos II, Q2e2	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$
Depósitos praias II, Q2p2	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, Sr/Ca
	FP, FB, PAL, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$
	FP, PAL, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$
	Poços - Trabalhos anteriores
	FP FP, NC, O
	FP, FB, NC, O NC

FP = foraminíferos planctônicos, FB = foraminíferos bentônicos
 PAL = palinologia, NC = nanofósseis calcários, O = ostracodes



Escala 1:800.000

Sistema de Coordenadas Geográficas, elipsóide de referência WGS84.



Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)