

Biocronoestratigrafia, paleoclima e paleoprodutividade com base em foraminíferos em sedimentos quaternários do testemunho SAT-048A da Bacia de Pelotas, Brasil

Jaime Yesid Suarez Ibarra

Trabalho de conclusão de curso apresentado na forma de monografia como requisito parcial para obtenção do grau de Geólogo

Orientadora

María Alejandra Gómez Pivel

Doutora em Oceanografia Química e Geológica

Universidade Industrial de Santander
Faculdade de Engenharias Físico-químicas
Escola de Geologia
Bucaramanga
Colômbia
2018

In memoriam

Silverio Suárez

Quien desde pequeño me enseñó que “un lápiz pesa menos que una pala”.

María Velásquez

Mujer fuerte, forjadora de un hogar al que siempre estaré(mos) agradecido(s).

Dedicatoria

A mi padre, Silverio Suárez, por decidir trabajar fuertemente y asegurar un futuro para él y su familia.

A mi trabajadora madre, Elena Ibarra, que aún después de la muerte de mi padre logró que yo pudiera estar aquí escribiendo estas palabras. Madre, gracias por TODO.

A mis sobrinas Angélica, Gabriela y Sofía, porque este trabajo fruto de tanto(s múltiples) esfuerzo(s) las estimule a ser mujeres forjadoras del cambio en nuestra sociedad.

Este trabajo también está dedicado a los LGBT, mujeres, negros, indígenas, ateos, a todos lo que somos diferentes, discriminados y marginalizados. Es un mensaje de lucha para existir y resistir, y para arrebatarse a la sociedad los espacios que no nos da.

Este trabalho também é dedicado às e os LGBT, mulheres, negros, indígenas, ateus, a todos os que somos diferentes, discriminados e marginalizados. É uma mensagem de luta para existir e resistir, e para arrebatarse os espaços que a sociedade não nos dá.

Agradecimentos

Agradeço à vida.

Agradeço ao *bullying* da escola média que me ajudou a me empoderar.

Agradeço, todo dia, a todas as pessoas que de todas as formas possíveis me ajudaram, tanto na Colômbia quanto no Brasil.

Agradeço aos meus pais, nossa! por TUDO.

Agradeço a meus irmãos, à família Suárez Velásquez por todo o apoio e carinho que tenho recebido, em especial ao meu tio Bernardo, homem de grande coração, e a minha prima Nelly.

Ao meu tio Luis Ibarra e o meu primo Milton Becerra.

Agradeço à UIS por me permitir fazer o intercambio e pelos tantos cursos de línguas que fiz.

Agradeço à UFRGS por me fazer apaixonar pela ciência.

Agradeço à CAPES por bancar as despesas do projeto.

Agradeço ao Restaurante Universitário e ao seu feijão, à CEFAV e à CEUPA, sem eles não poderia ter cumprido o meu sonho de viajar ao Brasil.

Agradeço a Lula da Silva e a Dilma Rousseff pela incrível luta social.

Agradeço à Profa. Dra. Maria Pivel por me iluminar neste caminho que é a pesquisa, por me maravilhar com seu conhecimento, e por me mostrar o lindo mundo dos foraminíferos.

Agradeço à Profa. Dra. Karina Scomazzon por me acolher do incrível jeito que fez, por me ensinar a pensar como paleontólogo, por me fazer sonhar com continuar e ser um grande pesquisador, e especialmente pela ajuda e o suporte nesse frio porto-alegrense na companhia de um bom café.

Agradeço ao Dr. Monticelli Petró por toda a ajuda na aprendizagem da classificação dos foraminíferos, e as discussões sobre os eco-biozoneamentos.

Agradeço ao Prof. Dr. Norberto Dani e à Profa. Dra. Luiza Rosa pela ajuda na elaboração do plano de projeto.

Agradeço a toda a turma do Laboratório de Conodontes pela diária vivência, pela infinidade de papos, suporte, carinho e conhecimentos passados: Profa. Dra. Valesca Lemos, M. Sc. Gerson Terra, Dra. Sara Nascimento, Dra. Luciane Moutinho, Sanmya Dias, Isadora Junqueira e Jordana Viccari.

Agradeço a turma do Laboratório de Microfósseis Calcários, ao Prof. Dr. João Coimbra, diretor do projeto da CAPES e ao Prof. Dr. Cristianini Bergue, pelos comentários, à doutoranda Nathalia Luz pelas discussões sobre a paleoceanografia, a Pâmela Palhano e a Mariana Pinto.

Agradeço os comentários e sugestões do Prof. Dr. Paulo de Souza.

Agradeço a sempre boa vontade da Profa. Dra. Lidia Vignol-Lelarge.

Agradeço a quem fez da minha estância em Porto Alegre um pouco mais leve: Benedicte, Silvia, Jhenifer, Raquel, Gabriel, Maria Helena, Mauricio, Elisa, Enrique, Fadima, Gabriela, Tatiana, Natália Soares, Mayra, Ellen e todos os outros moradores da CEUPA e da CEFAV.

Aos meus amigos da faculdade: Enier, Vanesa, Ingrid, Eliana, Fidel e Gabriel.

Aos meus amigos de geologia: Laura, Denissary, Parra, Natalia, Andrés, Keyla e Diego.

Agradeço a Valesca Popozuda, Pablio Vittar, Gloria Groove, Aretuza Lovi, Banda Uó, e todos os outros cantantes de funk e sertanejo cujas músicas me acompanharam durante as longas tardes de classificação de foraminíferos, me ajudaram melhorar o meu português, e pelo empoderamento LGBT.

Ao meu doutorando Diogo Schmidt por todo o amor e suporte, por me ajudar retomar a calma nos momentos que o frio do inverno e os problemas econômicos parecia iam me deixar careca, por me fazer parte da sua família, por me mostrar a sua cidade e por estar incondicionalmente estes 8 meses aí.

*“Nois tá aqui por cada bicha com a vida interrompida
Por causa de homofobia, ódio e intolerância
Resistimos no dia a dia
Pra poder chegar o dia que prevaleça respeito, igualdade e esperança
Quebrando armários, extermínio à normatividade
Revolução! Bicha preta se amando de verdade
Botando fogo nas regras dessa sociedade
Vai falar mal, mas vai assistir a nossa liberdade
Vamos assistir você ouvindo a nossa realidade
Tirando nossas capas de invisibilidade”
Quebrada Queer
#EleNão #EleNunca*

Capa: Imagem do foraminífero *Neoglobobulimina dutertrei* obtida através de microscópio eletrônico de varredura (foto do autor).

Tabela de Conteúdo

INTRODUÇÃO	16
1. OBJETIVOS	22
2. PRINCÍPIOS BÁSICOS DA ABORDAGEM METODOLÓGICA	23
2.1. CONSIDERAÇÕES SOBRE A BIOESTRATIGRAFIA	23
2.2. QUIMIOESTRATIGRAFIA	24
2.3. PALEOCEANOGRAFIA.	27
3. BIOESTRATIGRAFIA E ESTUDOS PALEOCEANOGRÁFICOS PRÉVIOS	29
3.1. ECO-BIOZONEAMENTOS	30
3.2. PALEOPRODUTIVIDADE	31
4. MATERIAL E MÉTODOS	32
4.1. PREPARAÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DAS AMOSTRAS	32
4.2. MODELO DE IDADE	33
4.3. PALEOTEMPERATURAS	34
4.4. ESTIMATIVAS DE PALEOPRODUTIVIDADE	35
5. RESULTADOS	35
5.1. IDADE	35
5.2. ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE O	36

5.3. MODELO DE IDADES	37
5.4. ABUNDÂNCIAS RELATIVAS	38
5.5. ESTIMATIVAS DE PALEOPRODUTIVIDADE	47
5.6. PALEOTEMPERATURAS	48
6. DISCUSSÕES	49
6.1. ESTABILIDADE DO LEITO MARINHO	49
6.2. ECO-BIOZONEAMENTOS	49
6.3. PALEOTEMPERATURAS E MUDANÇAS NA FAUNA	51
6.4. PALEOPRODUTIVIDADE	51
6.5. ORBULINA UNIVERSA	51
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	54
8. RECOMENDAÇÕES	55
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	56
ANEXOS	65

Lista de Tabelas

Tabela 1. Limites dos EIM 3, 2 e 1, com as respectivas idades, segundo Lisiecki & Raymo (2005, LR04).	26
Tabela 2. Idades de radiocarbono obtidas para cada amostra, com a sua respectiva correção.	36
Tabela 3. Espécies ou morfotipos de foraminíferos planctônicos encontrados na classificação de fauna total.	40
Tabela 4. Abundâncias relativas mínimas, médias e máximas das espécies e morfotipos listados na Tabela 1. Organizadas, de ordem decrescente, pela abundância relativa máxima.	41

Lista de Figuras

- Figura 1. Esquema geral de circulação superficial do Atlântico Sul, indicando as principais correntes, as bacias marginais do sul e sudeste do Brasil (em letras maiúsculas) e a localização aproximada do testemunho estudado (em vermelho) (modificado de Pivel, 2009, com base em Peterson & Stramma, 1991). 18
- Figura 2. Localização do testemunho SAT-048A na Bacia de Pelotas. 18
- Figura 3. As províncias de foraminíferos planctônicos no oceano atual, refletindo a forte relação entre a temperatura superficial do mar e a distribuição das espécies. (Modificado de Kucera, 2007). 20
- Figura 4. Variação sazonal da temperatura superficial do mar (°C) de acordo com o *World Ocean Atlas 2013* (WOA13, Locarnini et al., 2013): média climatológica para os meses de janeiro a março (a) e para os meses de julho a setembro (b). Nota-se que na Zona de Convergência Brasil-Malvinas (perto à desembocadura da Laguna dos Patos) há uma mudança brusca de temperatura. 21
- Figura 5. Concentração de clorofila (em mg/m³) a nível mundial, com ênfase nas bacias da margem sul e sudeste brasileiras. A clorofila representa a biomassa dos organismos autotróficos, associada à quantidade de matéria orgânica biologicamente produzida e, portanto, entendida como produtividade primária. Nota-se que perto da porção da pluma do Rio da Prata e a Laguna dos Patos há uma maior produtividade, devido à maior disponibilidade de nutrientes. (Imagem modificada da NASA, Sea-viewing Wide Field-of-View). 21
- Figura 6. Curva de isótopos de oxigênio para as amostras do testemunho SAT-048A. 36
- Figura 7. Correlação dos dados de isótopos de oxigênio do testemunho SAT-048A, em verde, com a curva de Lisiecki & Stern (2016), em vermelho. O coeficiente de correlação obtido é 0,681. Correlação e imagem obtidas através do software Analyseries 1.1 (Paillard, 1995). 37
- Figura 8. As espécies mais abundantes do testemunho SAT-048A, e a suas abundâncias relativas ao longo de todo o testemunho. Escalas verticais adaptadas a cada proporção para melhorar a visualização. Escala horizontal representa a profundidade média da amostra. 42

Figura 9. As espécies que compõem o plexo menardiiforme e a espécie *Pulleniatina obliquiloculata*, com a suas respectivas abundâncias relativas ao longo de todo o testemunho. Escalas verticais adaptadas a cada proporção para melhorar a visualização. Escala horizontal representa a profundidade média da amostra. 43

Figura 10. As espécies cujas abundâncias relativas máximas estiveram entre 10% e 4%. Escalas verticais adaptadas a cada proporção para melhorar a visualização. Escala horizontal representa a profundidade média da amostra. 44

Figura 11. As espécies cujas abundâncias relativas máximas estiveram entre 4% e 2%. Escalas verticais adaptadas a cada proporção para melhorar a visualização. Escala horizontal representa a profundidade média da amostra. 45

Figura 12. As espécies cujas abundâncias relativas máximas foram menores a 2%. Escalas verticais adaptadas a cada proporção para melhorar a visualização. Escala horizontal representa a profundidade média da amostra. 46

Figura 13. Indicadores de paleoprodutividade. Escalas verticais diferentes para ajudar na visualização. 47

Figura 14. Estimativas de paleotemperatura média anual, média de verão (janeiro a março) e média de inverno (julho a setembro), obtidas pela Técnica do Análogo Moderno (TAM) no software PAST. 49

Figura 15. Contraste de espécies próprias de épocas interglaciais (plexo menardiiforme e *G. calida*) e épocas glaciais (*N. incompta* e *G. inflata*). 52

Lista de Anexos

Anexo A: Abundâncias relativas dos foraminíferos planctônicos	65
Anexo B: Fotomicrografias em Microscópio Eletrônico de Varredura I	68
Anexo C: Fotomicrografias em Microscópio Eletrônico de Varredura II	69

RESUMEN

TÍTULO: BIOCRONOESTRATIGRAFIA, PALEOCLIMA E PALEOPRODUTIVIDADE COM BASE EM FORAMINÍFEROS EM SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS DO TESTEMUNHO SAT-048A DA BACIA DE PELOTAS, BRASIL*

AUTOR: JAIME YESID SUAREZ IBARRA**

PALABRAS CLAVE: $\delta^{18}\text{O}$, AMS ^{14}C , HOLOCENO, CUATERNARIO TARDÍO, PALEOCEANOGRAFIA, ESTÁDIOS ISOTÓPICOS MARINOS, OESTE DEL ATLÁNTICO SUR, ECO-BIOZONEAMIENTO, ZONEAMIENTO BIOESTRATIGRÁFICO Y PALEOCLIMÁTICO.

DESCRIPCIÓN:

Los foraminíferos hacen parte del grupo de microfósiles más utilizado para la bioestratigrafía de estratos marinos, principalmente debido a sus rápidas respuestas evolutivas por mudanzas climáticas y ambientales.

El presente trabajo establece la biocronoestratigrafía del núcleo SAT-048A, recuperado de la Cuenca de Pelotas y, reconstruye las variaciones de paleotemperaturas y de paleoproduktividad para los últimos 41 ka, basado en el análisis de abundancias relativas de foraminíferos planctónicos, proporción de foraminíferos bentónicos y ostrácodos, isótopos de oxígeno y cinco dataciones AMS ^{14}C . Fueron utilizadas 39 muestras del núcleo, se clasificaron 16019 especímenes de foraminíferos planctónicos en 29 especies y morfotipos. Se analizaron las abundancias relativas del plexo menardiiforme y la especie *Pulleniatina obliquiloculata*, confirmando la aplicabilidad de algunos eco-biozoneamientos, e sub-eco-biozoneamientos. No se tiene registro de la especie *Globorotalia menardii fimbriata*, inhabilitando el reconocimiento de la subzona *Globorotalia fimbriata* (Holoceno).

Los datos de las dataciones muestran un evento de colapso de sedimentos entre los 11 y 18 ka, lo que sugiere un talud inestable. Los datos de paleotemperatura permiten identificar el evento *Younger Dryas*. Los datos de paleoproduktividad concuerdan en una disminución para el reciente. Fue identificado un comportamiento particular de la especie *Orbulina universa*, siendo escasa durante prácticamente todo el núcleo hasta llegar al Holoceno, donde presenta sus mayores abundancias relativas.

* Trabajo de investigación

** Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología. Directora: María Alejandra Gómez Pivel, Doctora en oceanografía química y geológica.

ABSTRACT

TITLE: FORAMINIFERA BIOCHRONOSTRATIGRAPHY, PALEOCLIMATE AND PALEOPRODUCTIVITY OF QUATERNARY SEDIMENTS OF SAT-048A CORE, PELOTAS BASIN, BRAZIL*

AUTHOR: JAIME YESID SUAREZ IBARRA **

KEYWORDS: $\delta^{18}\text{O}$, AMS ^{14}C , HOLOCENE, LATE QUATERNARY, PALEOCEANOGRAPHY, MARINE ISOTOPE STAGES, WESTERN SOUTH ATLANTIC, ECO-BIOZONATION, BIOSTRATIGRAPHIC AND PALEOCLIMATIC ZONING.

DESCRIPTION:

The foraminifera are part of the group of microfossils most used for the biostratigraphy of marine strata, mainly due to their rapid evolutionary responses due to climate and environmental changes.

The present work establishes the biochronostratigraphy of SAT-048A core, recovered from the Pelotas Basin, and reconstructs paleotemperature and paleoproductivity variations for the last 41 ka, based on the analysis of relative abundances of planktonic foraminifera, proportion of benthic foraminifera and ostracodes, and oxygen isotopes of 39 samples, and five AMS ^{14}C datings. Thirty-nine samples were used, 16019 planktonic foraminifera specimens were classified into 29 species and morphotypes. The relative abundances of the menardiiform plexus and the *Pulleniatina obliquiloculata* species were analyzed, confirming the applicability of some eco-biozones, and sub-eco-biozones. There is no record of the species *Globorotalia menardii fimbriata*, disabling recognition of the sub-area *Globorotalia fimbriata* (Holocene).

The dating data show an event of sediment collapse between 11 and 18 ka, which suggests an unstable slope. The paleotemperature data allow us to identify the Younger Dryas event. The paleoproductivity data agree on a decrease into the Recent. It was identified a behavior of the species *Orbulina universa*, being scarce during almost all the testimony until reaching the Holocene, where it presents its greater relative abundances.

* Bachelor Thesis

** Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: María Alejandra Gómez Pivel, Ph D (Oceanografía química e geológica).

Introdução

A bioestratigrafia associa as sequências sedimentares através do reconhecimento dos fósseis contidos nestas sucessões. Tem como unidade básica a biozona, delimitada por variações na abundância dos fósseis-guia, aparecimentos e desaparecimentos, relacionados respectivamente com o surgimento e extinções que refletem mudanças evolutivas. O agrupamento desses eventos pode definir biozonas de intervalo, abundância e associação de um táxon ou grupo de *taxa* (Antunes & Azevedo, 2011). Estima-se em média para o Cenozoico 1,5 surgimento e 1,3 extinção de foraminíferos planctônicos para cada 1 Ma (Thunell, 1984). Para algumas divisões do tempo geológico esses acontecimentos significam uma excelente divisão cronoestratigráfica, mas, quando se trabalha com períodos curtos, a taxa de evolução dos foraminíferos é relativamente lenta e não permite observar surgimentos e extinções.

Um importante grupo na paleomicrontologia (Petró, 2017) para estudar a parte final do Cenozoico, na Bacia de Pelotas, são os foraminíferos (Anjos-Zerfass, 2004), protistas heterotróficos de ampla abundância geográfica, principalmente marinhos e, em sua maioria, de testas carbonáticas, com espécies bentônicas registradas desde o Cambriano e espécies planctônicas desde o Triássico-Jurássico (BouDagher-Fadel, 2013). A distribuição espacial de foraminíferos planctônicos é altamente dependente da temperatura (Arnold & Parker, 2003).

Embora se tenha poucos eventos evolutivos em intervalos curtos de tempo, os foraminíferos planctônicos representam uma importante ferramenta paleomicrontológica para o Quaternário tardio, dado que as mudanças de suas associações no registro sedimentar refletem não eventos evolutivos, mas sim variações paleoambientais/paleoclimáticas (Portilho-Ramos *et al.*, 2014). Desta forma, a bioestratigrafia do Quaternário superior, em sedimentos marinhos,

costuma se basear em variações temporais das abundâncias relativas de espécies de foraminíferos planctônicos, em função de fatores ambientais, como por exemplo, variações na temperatura. Assim, considerando a interação entre os indivíduos e o ambiente, será utilizado neste trabalho o termo “eco-biozoneamento”.

Vários trabalhos sobre eco-biozoneamento têm se desenvolvido para as bacias de Santos (*e.g.*, Ferreira *et al.*, 2012) e Campos (*e.g.*, Vicalvi, 1999; Sanjinés, 2006), em sedimentos da parte mais superior do Quaternário, e nenhum para a Bacia de Pelotas. Em adição, esses microfósseis também são utilizados em análises paleoceanográficas, como por exemplo, para avaliar paleotemperaturas de verão e inverno, paleossalinidade e paleoprodutividade, o que permite fazer uma reconstrução ambiental detalhada e identificar os mecanismos responsáveis pelas flutuações na composição da fauna.

Área de estudo

A Bacia de Pelotas está localizada no extremo sul da Margem Continental Brasileira, entre as bacias de Santos e Punta del Este. Foi formada no Mesozoico durante a fragmentação do Gondwana e formação do Oceano Atlântico Sul, entre os continentes atuais da América do Sul e África (Bueno *et al.*, 2007). Do ponto de vista oceanográfico, na porção *offshore* ocorrem a Corrente do Brasil (CB) e a Corrente das Malvinas (CM), que vem desde o Sul da Argentina (Fig. 1). A CB e a CM encontram-se na chamada Zona de Confluência Brasil-Malvinas (CBM, Peterson & Stramma, 1991). O presente trabalho desenvolve análises no testemunho SAT-048A, recuperado do talude da Bacia de Pelotas, composto por sedimentos depositados no Quaternário tardio (Fig. 2).

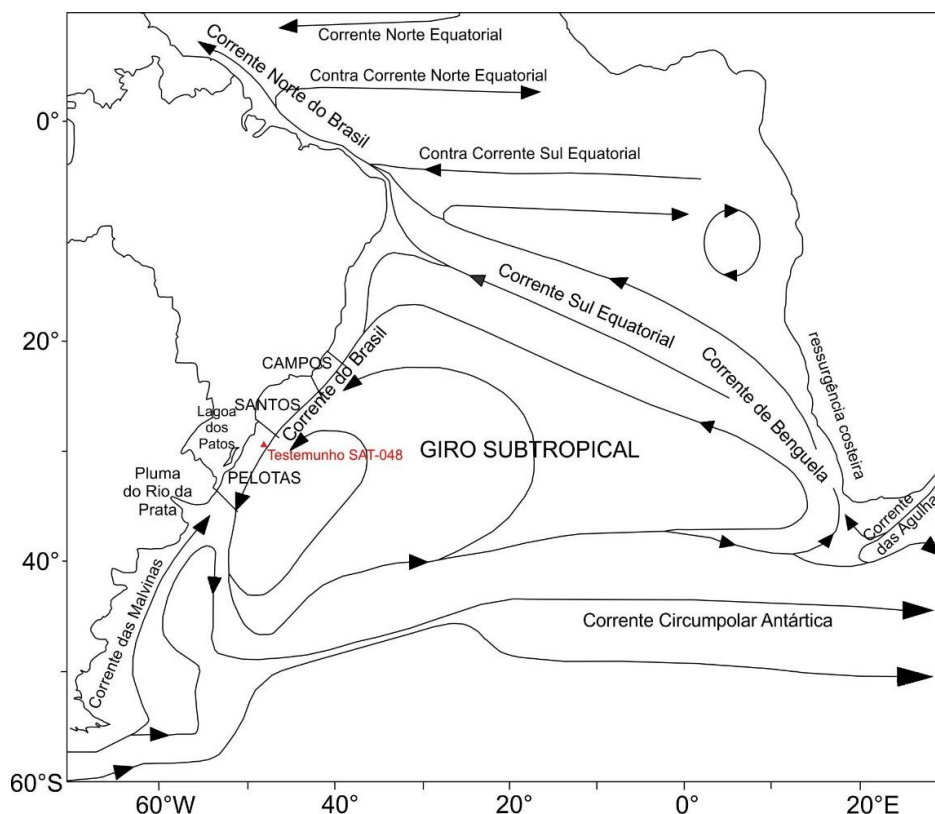


Figura 1. Esquema geral de circulação superficial do Atlântico Sul, indicando as principais correntes, as bacias marginais do sul e sudeste do Brasil (em letras maiúsculas) e a localização aproximada do testemunho estudado (em vermelho) (modificado de Pivel, 2009, com base em Peterson & Stramma, 1991).

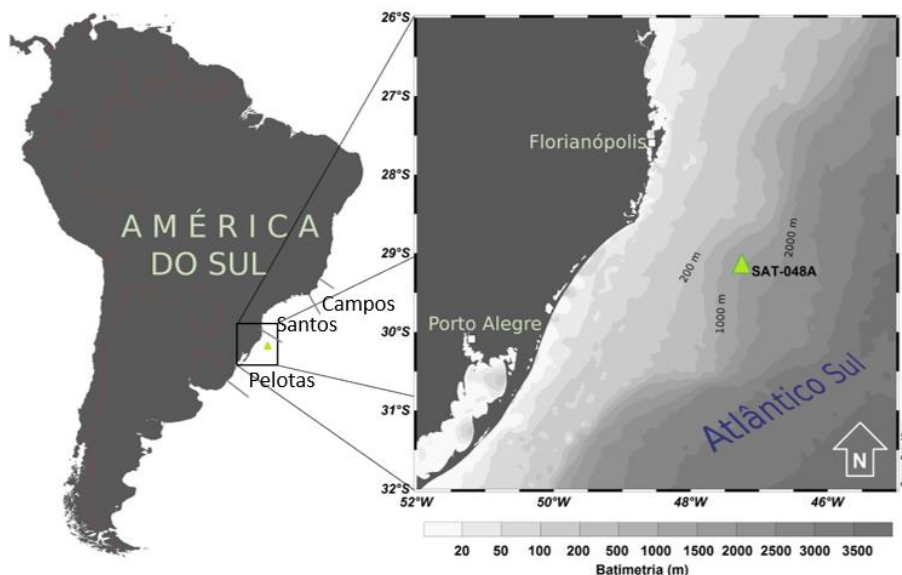


Figura 2. Localização do testemunho SAT-048A na Baía de Pelotas.

Premissas

1) A distribuição espacial das espécies de foraminíferos planctônicos é controlada por fatores ambientais: principalmente pela temperatura (Fig. 3) e, secundariamente, pela produtividade superficial da água do mar (Arnold & Parker, 2003).

2) Existem variações sazonais (Fig. 4) que afetam a CB e a CM, tendo como resultado diferenças nas temperaturas superficiais do mar entre as bacias de Pelotas, Santos e Campos.

3) A Laguna dos Patos e a pluma do Rio da Prata são grandes fontes de nutrientes (González-Silveira *et al.*, 2006) que ficam mais perto da Bacia de Pelotas e têm menor alcance nas bacias de Santos e Campos (Fig. 5), afetando a produtividade de formas diferentes em cada bacia.

Apresentação do problema

Uma vez que os fatores ambientais (i.e., temperatura e produtividade) que controlam a distribuição espacial dos foraminíferos planctônicos na Bacia de Pelotas diferem das condições nas Bacias de Campos e Santos, é possível que ocorram diferentes associações de microfauna. Desta forma, tem-se como hipótese que, devido às diferentes associações de foraminíferos planctônicos, os eco-biozoneamentos das bacias de Campos e Santos podem não ser aplicáveis para a Bacia de Pelotas.

Neste trabalho foram desenvolvidas análises faunísticas e isotópicas nos foraminíferos para analisar se os eco-biozoneamentos, controles cronológicos e biomarcadores identificados no Quaternário tardio das bacias de Santos e Campos (Vicalvi, 1999; Kowsmann & Vicalvi, 2003 apud Sanjinés, 2006; Portilho-Ramos *et al.*, 2014; Toledo *et al.*, 2016) são aplicáveis no talude da Bacia de Pelotas. Caso não sejam aplicáveis, será discutido se as diferenças foram ocasionadas pela influência da paleotemperatura ou da paleoprodutividade na fauna.

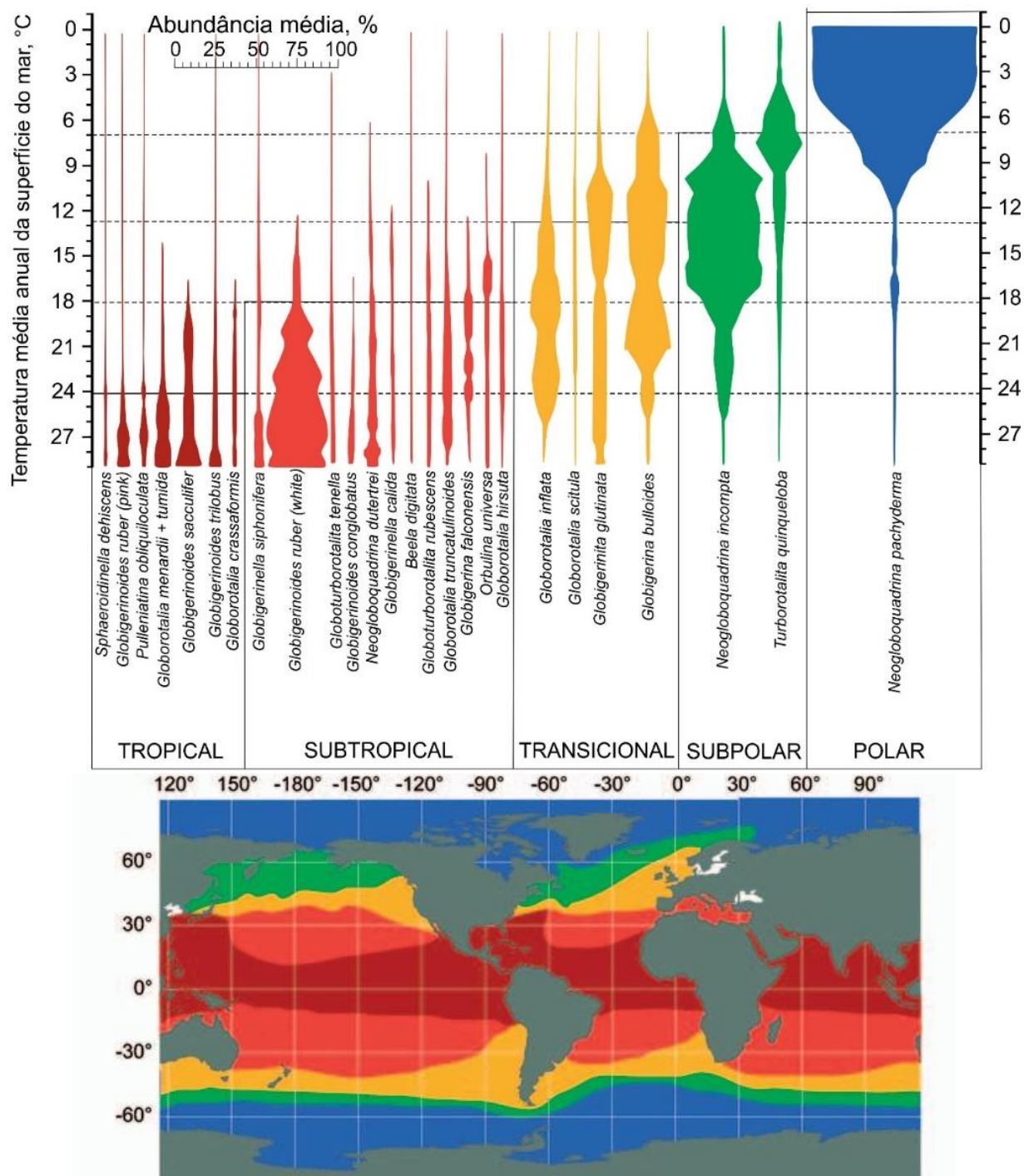


Figura 3. Abundância relativa média das diferentes espécies de foraminíferos em função da temperatura (gráfico superior), com as espécies agrupadas por cores de acordo com as províncias de foraminíferos planctônicos no oceano atual (gráfico inferior). Observa-se a forte relação entre a temperatura superficial do mar e a distribuição das espécies. (Modificado de Kucera, 2007).

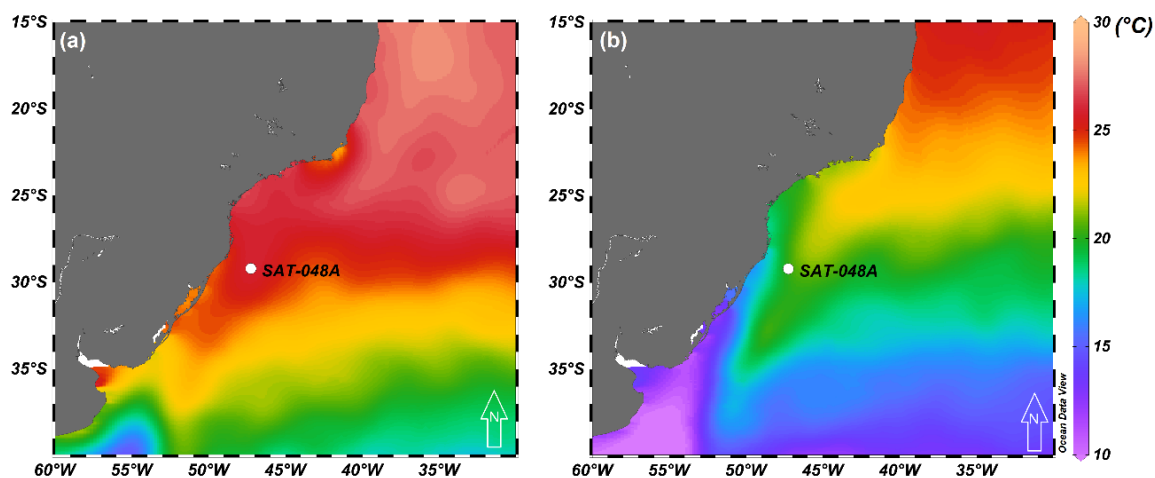


Figura 4. Variação sazonal da temperatura superficial do mar ($^{\circ}\text{C}$) de acordo com o *World Ocean Atlas 2013* (WOA13, Locarnini *et al.*, 2013): média climatológica para os meses de janeiro a março (a) e para os meses de julho a setembro (b). Nota-se que na Zona de Convergência Brasil-Malvinas (próximo à desembocadura da Laguna dos Patos) há uma mudança brusca de temperatura.

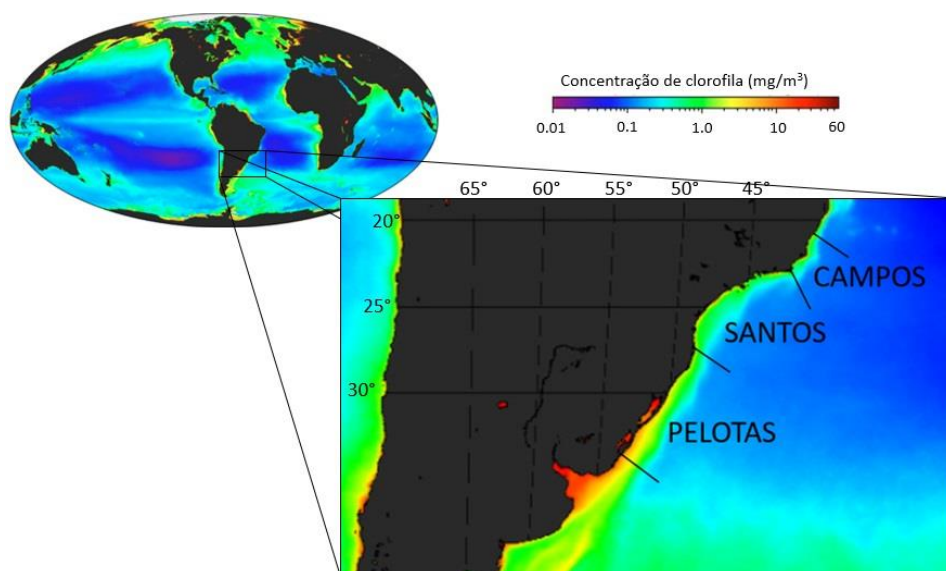


Figura 5. Concentração de clorofila (em mg/m^3) a nível mundial, com ênfase nas bacias da margem sul e sudeste brasileiras. A clorofila representa a biomassa dos organismos autotróficos, associada à quantidade de matéria orgânica biologicamente produzida e, portanto, entendida como produtividade primária. Nota-se que perto da porção da pluma do Rio da Prata e a Laguna dos Patos há uma maior produtividade, devido à maior disponibilidade de nutrientes (Imagem modificada da NASA, Sea-viewing Wide Field-of-View).

1. Objetivos

O objetivo geral é avaliar a aplicabilidade dos eco-biozoneamentos estabelecidos para as bacias de Campos e Santos na Bacia de Pelotas, através de um modelo de relações entre biocronoestratigrafia, paleoclima e paleoprodutividade, para a parte final do Quaternário, a partir da análise do testemunho SAT-048A, coletado no talude da Bacia de Pelotas.

Os objetivos específicos são:

- 1) estabelecer o eco-biozoneamento do testemunho SAT-048A a partir da análise das abundâncias relativas dos foraminíferos planctônicos;
- 2) construir um modelo de idade a partir da análise isotópica do oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) fixado no CaCO_3 das testas dos foraminíferos bentônicos e datações radiométricas de ^{14}C em foraminíferos planctônicos e;
- 3) definir as variações na paleoprodutividade superficial do mar utilizando espécies indicadoras.

2. Princípios básicos da abordagem metodológica

2.1. Considerações sobre a bioestratigrafia

Tendo em vista que os biozoneamentos "clássicos" envolvem tanto surgimentos e extinções (e portanto, a não repetição destes eventos), quanto épocas de proliferação de espécies, é confuso usar o termo biozona para os zoneamentos baseados em oscilações reversíveis provocadas por migrações espaciais, por sua vez, associadas a mudanças paleoclimáticas. Sanjinés (2006) discute a bioestratigrafia (foraminifera) aplicada para a parte final do Quaternário, encaixando os zoneamentos bioestratigráficos e paleoclimáticos nos tipos de zonas standardizadas pela NASC (2005) como um híbrido de zonas. Nessa discussão, o autor cita Vella (1964), para acomodar os zoneamentos bioestratigráficos e paleoclimáticos como **ecozonas**, tendo em conta as mudanças de faunas reversíveis não necessariamente síncronas no tempo. Posteriormente, Poag & Valentine (1976), definem a **ecozona** (unidade base da ecoestratigrafia) como um corpo de estratos caracterizado por um paleoambiente distinguível dos paleoambientes dos estratos adjacentes.

A “**ecoestratigrafia**”, segundo Honfu (1997), trata sobre a determinação dos ambientes através de feições sedimentológicas (i.e., estruturas sedimentares), que seria o esperado. Neste sentido, Poag & Valentine (1976) já haviam chegado a um consenso quando definem a **bioecozona** como um corpo de estratos caracterizados por um paleoambiente inferido pelo conteúdo fóssil, distinguível dos paleoambientes dos estratos adjacentes. Estes autores também ajudam a construir a ecoestratigrafia de Honfu (1997) ao definir a **litoecozona** como um corpo caracterizado por um paleoambiente inferido da litologia, distinguível dos paleoambientes dos estratos adjacentes.

Em resumo, nenhuma das palavras (**ecozona e biozona**) faz justiça ao sentido dos zoneamentos bioestratigráficos e paleoclimáticos. Por esse motivo, na introdução é sugerido o uso da palavra eco-biozoneamento, como unidade que faz parte da bioestratigrafia, embora não “clássica”, mas como a caracterização de pacotes de rochas com base nos fósseis. A palavra eco-biozoneamento já foi usada por Drinia *et al.* (2016), embora os autores usem as palavras eco-biozoneamento e bio-ecozoneamento indiscriminadamente ao longo do texto.

2.2. Químioestratigrafia

Segundo Weissert *et al.* (2008), a químioestratigrafia usa as digitais químicas nas sequências sedimentares para realizar correlações estratigráficas. Estas digitais químicas, agora empregadas na estratigrafia, eram utilizadas somente para estudos paleoambientais, mas como o tempo de mistura entre oceano e atmosfera é relativamente curto (da ordem de 10^3 anos), é possível que as assinaturas químicas de isótopos sejam utilizadas como marcadores estratigráficos.

2.2.1. Estratigrafia de isótopos de oxigênio. Inúmeras análises de isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) têm sido realizadas no mundo todo, dando como resultado padrões de variação do $\delta^{18}\text{O}$ similares ao longo do tempo em diferentes áreas, dado que o principal registro é o sinal resultante das variações do volume global de gelo. Inicialmente pensou-se que, pelo tempo de mistura dos oceanos ($\sim 10^3$ anos), a variação isotópica comportava-se de maneira síncrona no mundo (Bradley, 1999) em escalas geológicas, como resultado criou-se um dos registros mais usados para a calibração de idades usando o $\delta^{18}\text{O}$ em carapaças de foraminíferos bentônicos, o LR04 (Lisiecki & Raymo, 2005). Posteriormente, percebeu-se que este registro global de $\delta^{18}\text{O}$ também

sofre pequenas variações regionais, sendo elaborados oito registros de $\delta^{18}\text{O}$ de diferentes regiões oceânicas para os últimos 150 ka, o LS16 (Lisiecki & Stern, 2016).

As variações isotópicas podem ser usadas em paleoclimatologia, devido ao fracionamento isotópico do oxigênio, onde a existência de águas contendo os isótopos de oxigênio pesado (^{18}O) e leve (^{16}O) tendem a se concentrar em determinados meios. A pressão de vapor do ^{16}O é maior do que o ^{18}O , o que ajuda na mais rápida evaporação do isótopo leve de oxigênio contido nas moléculas d'água do mar, do mesmo modo como facilita a precipitação do isótopo pesado de oxigênio contido nas nuvens. À medida que as nuvens se afastam dos locais de formação original, estas vão ficando cada vez menos pesadas isotopicamente, posteriormente condensando e acumulando em forma de gelo nos continentes, relativamente empobrecido no isótopo pesado (Bradley, 1999). Assim, com a acumulação de gelo continental, o mar fica relativamente enriquecido em água isotopicamente pesada.

Em períodos glaciais, a formação de grandes mantos de gelo concentrando o isótopo leve de oxigênio, deixa os oceanos relativamente enriquecidos no isótopo pesado. Já em períodos interglaciais, o derretimento do gelo continental e o retorno desta água ao oceano, faz com que as razões isotópicas sejam homogeneizadas. Estas variações cíclicas na composição isotópica da água do mar refletem-se na composição isotópica das carapaças carbonáticas dos foraminíferos, dado que os mesmos constroem as suas testas em equilíbrio com a água do mar.

O método que se usa para analisar os isótopos de oxigênio é quantificando a razão dos isótopos ^{18}O e ^{16}O comparando-a a um padrão de referência, como o originalmente utilizado, o Pee-Dee Belemnite (PDB). A fórmula usada (Faure, 1986) é a seguinte:

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ amostra} - ^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ padrão})}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ padrão}} \times 10^3$$

onde “amostra” faz referência à razão isotópica do objeto de estudo, e “padrão” é a razão da unidade de referência. Devido à dificuldade de utilização do padrão original natural (PDB), outros padrões sintéticos foram desenvolvidos, como o Vienna Pee-Dee Belemnite (V-PDB).

2.2.2. Estágios Isotópicos Marinhos. Os Estágios Isotópicos Marinhos (EIM) são divisões cronológicas do Quaternário baseadas nas variações do $\delta^{18}\text{O}$, como medidas em testas de foraminíferos. Os EIM são usados como intervalos e como eventos e, para evitar confusões, o presente trabalho usou o conceito dos EIM (ver Tabela 1) como intervalos (conceito reavaliado por Railsback, 2015).

Tabela 1

Limites dos EIM 3, 2 e 1, com as respectivas idades, segundo Lisiecki & Raymo (2005, LR04)

Estágio Isotópico Marinho	LR04
Limite	Idade (anos x10 ³)
1/2	14
2/3	29
3/4	57

2.2.3. Datações ^{14}C . Na atmosfera superior são atingidos átomos de ^{14}N por raios cósmicos, estes raios carregados de nêutrons alteram o átomo e o convertem em ^{14}C , um isótopo radioativo de decaimento espontâneo que, após ser oxidado à forma de $^{14}\text{CO}_2$, desce até chegar aos oceanos (Bradley, 1999), onde é capturado pelos foraminíferos e usado na construção das suas testas. Uma vez morto, o organismo cessa a produção de $\text{Ca}^{14}\text{CO}_3$, e começa o decaimento. Cada elemento radioativo tem uma meia-vida, que no caso do ^{14}C é de 5730 anos (Macário, 2003),

que corresponde ao tempo necessário para certa quantidade de um radioisótopo decair até a metade da sua concentração inicial. Assim, com a quantificação deste radioisótopo e seus isótopos estáveis e a relação entre estes, é possível saber a idade da formação da testa dos foraminíferos.

2.3. Paleoceanografia.

A paleoceanografia procura reconstruir as condições oceanográficas do passado. Os principais parâmetros a serem reconstruídos, devido ao seu papel no sistema climático, são a paleotemperatura e a paleoprodutividade. A paleotemperatura superficial do oceano é o principal fator que controla a distribuição espacial passada da fauna de foraminíferos planctônicos. O segundo fator é a paleoprodutividade, isto é, a quantidade de matéria orgânica por unidades de espaço e tempo, que pode ser entendida como o sequestro de carbono inorgânico por organismos autotróficos (Paytan, 2009). A importância da paleoceanografia neste trabalho tem duas implicações: 1) o seu papel no controle da distribuição espacial dos foraminíferos planctônicos e 2) no entendimento dos processos de *feedback* climáticos, onde a produtividade controla a quantidade de carbono dissolvido no ambiente e, assim, o efeito estufa.

2.3.1. Paleotemperaturas. A temperatura da Terra não é estável, sendo controlada por muitos processos envolvidos com a energia solar, variações orbitais, atmosfera, distribuição de litosfera e circulação oceânica, que agem em diferentes escalas espaço-temporais (Cronin, 2009). As paleotemperaturas oceânicas constituem a principal variável a ser reconstruída no estudo dos ambientes passados, com as Temperaturas Superficiais do Mar (TSM), pois exercem impacto imediato na atmosfera e seus processos internos/externos (Weinelt, 2009).

Weinelt (2009) resume a história da pesquisa e reconstrução de temperaturas oceânicas. Segundo o levantamento feito pelo autor, Urey (1947) trabalhou o $\delta^{18}\text{O}$ como indicador de paleotemperaturas, ao entender o fracionamento isotópico como variável dependente da temperatura de precipitação do CaCO_3 . Em seguida, Epstein (1953) estabeleceu a primeira relação quantitativa entre o $\delta^{18}\text{O}$ e a temperatura de precipitação. Dois anos depois, Emiliani (1955) achou variações no $\delta^{18}\text{O}$ em foraminíferos planctônicos de testemunhos do Caribe e as atribuiu exclusivamente a variações de temperatura, obtendo estimativas de resfriamento de aproximadamente $6\text{-}8^\circ\text{C}$ em períodos glaciais. E, finalmente, Shackleton (1967) analisou o $\delta^{18}\text{O}$ em foraminíferos bentônicos e observou variação com amplitude semelhante à observada por Emiliani em planctônicos. Shackleton então atribuiu as variações do fracionamento isotópico às mudanças no volume de gelo global e não a variações de temperatura, pois aqueles foraminíferos bentônicos eram de águas profundas, constantemente perto da temperatura de congelamento.

Posteriormente desenvolveram-se métodos matemáticos para reconstruir a TSM com base nas associações de foraminíferos planctônicos. Dentre eles, se destacam a função de transferência (Imbrie & Kipp, 1971), a Técnica de Análogos Modernos (Hutson, 1979), o Método Análogo Revisado (MAR, Waelbroeck, 1998) e as Redes Neurais Artificiais (RNA, Malmgren & Nordlund, 1997). As RNA's precisam de um *hardware* potente para realizar o processamento dos dados, o que impossibilita a aplicação desse método para o presente trabalho. O MAR precisa de um tratamento de dados para criar uma malha regular de dados interpolados, além de posteriormente ser necessário identificar o coeficiente de dissimilaridade, que permitiria diminuir o erro associado ao TAM. Mas, como o presente trabalho não envolve um aprofundamento nestas estimativas, trabalhou-se com a TAM. Este método compara a associação de foraminíferos planctônicos de cada amostra em estudo com as associações de um

banco de dados de amostras atuais, encontrando as mais similares. Tendo em vista que o principal fator a controlar a distribuição geográfica dos foraminíferos é a temperatura, é possível assumir que a temperatura da amostra em estudo é semelhante às temperaturas dos melhores análogos.

2.3.2 Paleoprodutividade. Segundo Paytan (2009), existem dois componentes importantes da produtividade oceânica: a produção primária na superfície oceânica e, a produção de exportação, que é a parte da produção primária que afunda para as profundidades dos oceanos. Existem vários indicadores de paleoprodutividade, desde análises de isótopos ($\delta^{13}\text{C}$) ou minerais, até associações de microfósseis. Neste último, são usadas espécies de foraminíferos identificadas como indicadores de alta produtividade, mas, seu uso deve ser cuidadoso, pois, como a sua distribuição não é dependente apenas da produtividade, as suas altas ou baixas abundâncias relativas podem significar outras variáveis ambientais (Paytan, 2009).

3. Bioestratigrafia e estudos paleoceanográficos (com foraminíferos) prévios

Neste capítulo serão abordados diversos trabalhos de eco-biozoneamento, começando no Oceano Atlântico e, posteriormente, junto à paleoceanografia, aprofundando para as bacias da margem sul-brasileira.

3.1. Eco-biozoneamentos

Anjos-Zerfass (2008) resume os estudos bioestratigráficos na Bacia de Pelotas, desde seu começo em meados da década de 1960 e ressalta que, embora tenha se passado mais de meio século, ainda não se conta com um biozoneamento refinado. Esta bioestratigrafia tem se focado na seção pré-Quaternária e foi dividida pela autora em duas fases de desenvolvimento: a primeira, na porção da planície costeira e a segunda, duas décadas depois, na parte da plataforma continental. Esta segunda fase permitiu estudar as formas de microfósseis planctônicos, baseado nas análises de foraminíferos, nanofósseis calcários e palinomorfos, e permitiu apresentar estudos de biozoneamentos informais.

Ericson & Wollin (1968) em seu trabalho de cronologia e climas do Pleistoceno, usando a espécie *Globorotalia menardii*, baseados na sua presença (que indica períodos interglaciais) e ausência (que indica períodos glaciais), definiram as eco-biozonas para o Quaternário, desde a eco-biozona Q (mais antiga) até Z (mais recente). Para a parte mais superior do Quaternário, X e Z correspondem a episódios interglaciais e, W e Y a episódios glaciais.

Para as bacias de Campos e Santos, se têm os seguintes estudos:

Vicalvi (1999), na sua tese de doutorado, analisa sedimentos do Quaternário superior da Bacia de Campos e do Platô de São Paulo e subdivide as eco-biozonas X e Y (Pleistoceno), e Z (Holoceno) (Pleistoceno) de Ericson & Wollin (1968) em 18 subzonas; onde também identifica variações mais quentes e frias acompanhando seu sub-eco-biozoneamento dentro da biozona X (interglacial), resfriamentos intensos em sub-eco-biozonas propostas para Y (glacial) e relaciona a eco-biozona Z (interglacial) com um aquecimento de oceanos.

Kowsmann & Vicalvi (2003, apud Sanjinés, 2006) dividem a sub-eco-biozona Y1 (de Vicalvi, 1999) em Y1B e Y1A, usando o último reaparecimento de *Pulleniatina obliquiloculata*.

Portilho-Ramos *et al.* (2014) propõem uma nova subdivisão na Bacia de Campos da eco-biozona Y de Ericson & Wollin (1968) em três: Y1, Y2 e Y3, onde identificam e datam o evento ótimo de *Globorotalia crassaformis* depois de observar a sua presença nos trabalhos anteriores de Vicalvi (1999) e Ferreira *et al.* (2012), nas bacias de Campos e Santos respectivamente.

Ferreira *et al.* (2012) estabelecem um zoneamento climático na Bacia de Santos para os últimos 620 mil anos, baseados nos plexos *Globorotalia menardii* e *Pulleniatina*, ressaltando que o controle do plexo *Pulleniatina* pode ser uma ferramenta de correlação e não somente de refinamento bioestratigráfico.

Petró *et al.* (2016) reconstroem as variações paleoceanográficas do Pleistoceno tardio e Holoceno na Bacia de Campos, identificando o aparecimento do evento ótimo de *Globorotalia crassaformis* (Portilho-Ramos *et al.*, 2014) e o assincronismo entre os limites Pleistoceno/Holoceno e as eco-biozonas Y/Z de Ericson & Wollin (1968), como também observado por Pivel *et al.* (2013).

Toledo *et al.* (2016) constroem o arcabouço biocronológico dos últimos 772 ka na Bacia de Santos, e identificam seis novos eventos bioestratigráficos de foraminíferos planctônicos calibrados com registros de isótopos de oxigênio, além de ressaltar certo assincronismo nos eventos de nanofósseis calcários.

3.2. Paleoprodutividade

Pivel (2009) avalia a paleoprodutividade na Bacia de Santos desde para os últimos 15 mil anos com base nas abundâncias relativas de *Globorotalia truncatulinoides* (dextrógira) (Renaud &

Schmidt, 2003), *Neogloboquadrina dutertrei* (Hilbrecht, 1997), na abundância de foraminíferos bentônicos e ostracodes (Gooday, 2002), na razão *Globigerina bulloides*/*Globigerinoides ruber* (Toledo *et al.*, 2008; Conan *et al.*, 2002) e avalia a disponibilidade de nutrientes com os isótopos de carbono (Wefer *et al.*, 1999) achando estimativas de paleoprodutividade maiores desde os 15 ka, que é a parte mais antiga do testemunho, até os 8 ka, onde experimenta uma baixa.

Petró *et al.* (2016), para os últimos 130 mil anos na Bacia de Campos, avalia a paleoprodutividade com base nas espécies indicadoras já mencionadas, onde os resultados não proveem uma clara tendência.

4. Material e métodos

O testemunho SAT-048A, analisado no presente trabalho, tem 3,53 m de comprimento. É um testemunho de sondagem a pistão, coletado pela FUGRO para a Agência Nacional do Petróleo e Gás Natural (ANP), localizado no talude da Bacia de Pelotas, nas coordenadas 29°11'52.110"S; 47°15'10.219"W, sob uma lâmina de água de 1542 m.

4.1. Preparação e classificação das amostras

Foram preparadas 39 amostras distribuídas ao longo de todo o testemunho, exceto nos 20 cm do topo, pois foram utilizados pelo responsável da perfuração para outros estudos. Cada amostra foi pesada e lavada em peneira de 0,063 mm. O material retido na peneira foi transferido para um *becker* de 50 mL, seco em estufa a menos de 60°C e pesado novamente.

Depois da preparação das amostras, o material foi novamente peneirado, desta vez em malha de 0,150 mm. As amostras foram quarteadas com ajuda de um microquarteador até chegar

à quantidade mínima de 300 foraminíferos planctônicos por amostra (Patterson, 1989), minimizando ao máximo o erro (até 5%) e investindo menos tempo por amostra. Este material foi triado em estéreo-microscópio, os foraminíferos planctônicos identificados e contabilizados em nível de espécie (usando a taxonomia de Bé, 1967, 1977; Bolli & Saunders, 1989; Hemleben *et al.*, 1989; Kemle von Mücke & Hemleben, 1999; Schiebel & Hemleben, 2017), e foram colados em lâminas separadas por amostra. Todos os foraminíferos bentônicos, assim como as valvas de ostracodes presentes nas amostras, foram contabilizados e colados. Os fragmentos restantes foram conservados numa lâmina sem cola.

4.2. Modelo de idade

O modelo de idade foi construído através da correlação do registro de isótopos de oxigênio em foraminíferos bentônicos (gênero *Uvigerina*), com a curva de referência padrão para águas intermediárias do Atlântico Sul de Lisiecki & Stern (2016, LS16), utilizando as datações de radiocarbono como pontos de controle. A correlação foi realizada utilizando o programa Analyseries (Paillard *et al.*, 1996).

4.2.1. Análises de isótopos de oxigênio. Para estas análises, foram selecionados entre 12 e 15 espécimes do gênero bentônico *Uvigerina* da fração maior que 0,250 mm. As carapaças foram lavadas em ultrassom com água destilada e enviadas ao Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade da Califórnia, Santa Cruz, que utiliza o padrão PDB para as análises. O equipamento utilizado no laboratório é um Espectrômetro de Massas Thermo Scientific MAT-253, acoplado a um periférico Kiel IV, para carbonatos, que lhe permite a análise de amostras

muito pequenas, como as de foraminíferos, usando duas amostras NBS-19 para monitorar a qualidade. A precisão do espectrômetro de massas é de 0,08‰.

4.2.2. Datações radiométricas de ^{14}C . Para estas análises, foram triadas aproximadamente 1000 carapaças da espécie *Globigerinoides ruber* (todos os morfotipos) da fração maior do que 0,150 mm para cada amostra, sendo lavadas em ultrassom com água destilada. As cinco análises foram realizadas no Laboratório de Radiocarbono do Instituto de Física da Universidade Federal Fluminense com um Espectrômetro de Massas por Aceleração de Partículas que permite a análise de amostras pequenas.

As idades de radiocarbono obtidas pelo laboratório foram corrigidas pelo efeito de reservatório e calibradas de acordo com a curva de calibração Marine13 (Reimer *et al.*, 2013) utilizando o *software* Calib (Stuiver, 2018). A precisão das idades é dependente do erro fornecido pelo laboratório e das incertezas na determinação da idade de reservatório e curva de calibração.

4.3. Paleotemperaturas

As estimativas de paleotemperatura foram obtidas com o *software* PAST (versão 3.20, Hammer *et al.*, 2001) para a análise científica de dados, utilizando a ferramenta de Análogos Modernos. Foram extraídos os dados de abundâncias relativas das associações de foraminíferos planctônicos do banco de dados ForCenS (Siccha & Kucera, 2017), provenientes do Atlântico Sul. Para o banco de dados de calibração foram utilizados os valores de temperatura média anual, média de verão (janeiro a março), e média de inverno (julho a setembro) de profundidades entre 0 – 75 m, para os locais correspondentes às amostras do ForCenS, tais dados foram obtidos

do World Ocean Atlas 2009 (Locarnini *et al.*, 2010) e extraídos com o auxílio do software Ocean Data View (Schlitzer, 2015).

4.4. Estimativas de paleoprodutividade

Foram analisados como indicadores de paleoprodutividade as abundâncias relativas das espécies *Neogloboquadrina dutertrei* (Hilbrecht, 1997), *Globorotalia truncatulinoides* (Renaud & Schmidt, 2003), a relação das espécies *Globigerina bulloides* e *Globigerinoides ruber* (Toledo *et al.*, 2008; Conan *et al.*, 2002), e a proporção de foraminíferos planctônicos em relação aos foraminíferos bentônicos e ostracodes (Gooday, 2002).

5. Resultados

5.1. Idade

As idades de datação por ^{14}C são apresentadas na Tabela 2 assim como a idade corrigida pelo efeito reservatório global ($R=405$ anos) e de efeitos locais ($\Delta R=54$) e, finalmente calibrada. As idades das amostras 28 e 40 indicam um evento anômalo, com uma inversão das idades.

5.3. Modelo de idades

Devido ao fato que as datações de ^{14}C sugerem algum evento de colapso para obter foraminíferos de idade de 19,5 ka entre o intervalo de 18,3 ka e 11,8 ka, decidiu-se dividir o modelo de idades em dois intervalos. O primeiro na base da seção, com idades entre 41 ka e 18,3 ka (amostras de profundidade 352 cm e 113 cm) e, o segundo, para o topo da seção, com idades desde os 11,8 ka até 5,8 ka (amostras de profundidade 54 cm e 23 cm). Todas as datações, exceto a amostra de idade de 19,5 ka, foram usadas como pontos de controle na correlação de isótopos de Lisiecki & Stern (2016) com os dados de isótopos do testemunho SAT-048A (Fig. 7). Os resultados de idade para cada amostra trabalhada constam no anexo A.

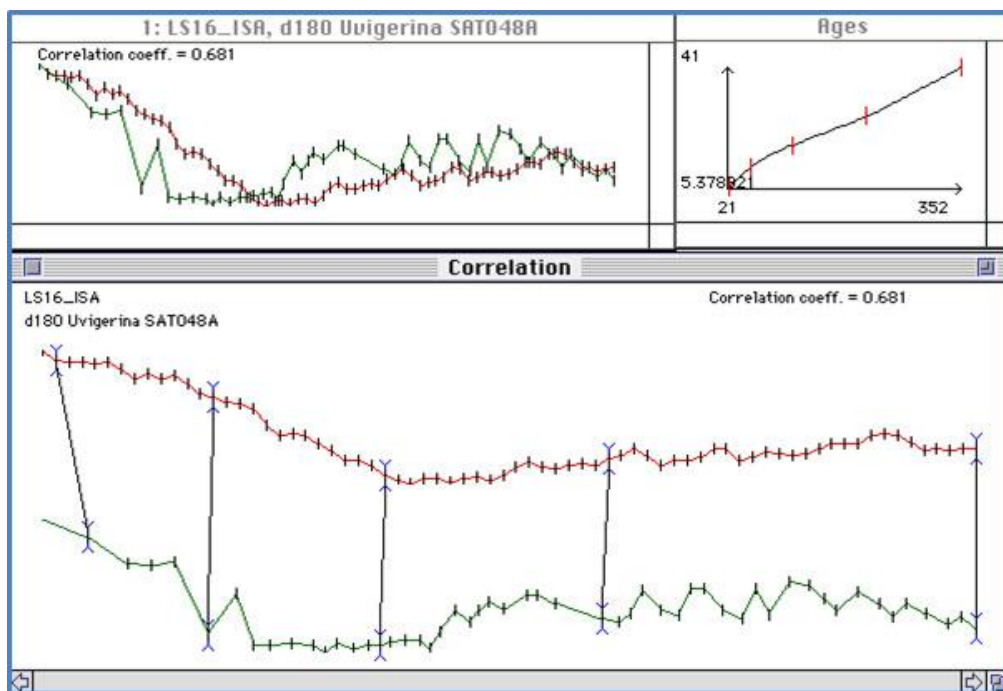


Figura 7. Correlação dos dados de isótopos de oxigênio do testemunho SAT-048A, em verde, com a curva de Lisiecki & Stern (2016), em vermelho. O coeficiente de correlação obtido é 0,681. Correlação e imagem obtidas através do software Analyseries 1.1 (Paillard, 1995).

5.4. Abundâncias relativas

Foram identificados um total de 16.019 testas de foraminíferos planctônicos, classificados em 29 espécies e morfotipos (Tabela 3). Na Tabela 4 são apresentadas as abundâncias mínimas, médias e máximas para cada espécie ou morfotipo.

A espécie mais abundante foi *Globigerinoides ruber*, morfotipos *white* e *pink*, aumentando em direção ao topo, com abundância relativa máxima de 58,81%, observada na amostra mais recente (5,8 ka). A segunda espécie mais abundante é *Globigerina bulloides*, que tem um comportamento contrário a *G. ruber*, pois o valor máximo de abundância relativa (35,96%) é obtido na parte basal do testemunho, e as menores abundâncias relativas são encontradas nas amostras mais recentes.

Outras espécies, cujas abundâncias relativas máximas ultrapassaram os 10%, são (Fig. 8): *Globigerinita glutinata* (máximo 24,37%), *Neogloboquadrina incompta* (máx. 16,83%), *Globorotalia inflata* (máx. 16,64%) e *Trilobatus sacculifer* (morfotipos com e sem saco, chegando até 11,44%). *G. glutinata* diminui ao longo do EIM 1, sem mostrar tendência alguma no resto do testemunho, *N. incompta* tem valores mínimos a medida que se aproxima ao recente; *G. inflata* atinge os maiores valores no meio do testemunho e *Trilobatus sacculifer* (morfotipos com e sem saco), também marcam uma tendência de aumento em direção ao recente.

Dentre as espécies do Plexo menardiiforme, no testemunho SAT-048A foram encontradas: *Globorotalia menardii* (máx. 6,69%), *Globorotalia tumida* (máx. 2,13%) e *Globorotalia menardii neoflexuosa* (máx. 0,83%) (Fig. 9). Já a espécie *Pulleniatina obliquiloculata* (máx. 1,79%) não apresenta padrão nenhum.

Dentre as espécies cujas abundâncias relativas máximas não ultrapassaram os 10%, mas foram maiores do que 4%, temos: *Neogloboquadrina dutertrei* (máx. 6,65%), *Globorotalia*

truncatulinoidea (levógira) (máx. 5,61%), *Globorotalia truncatulinoidea* (dextrógira) (máx. 5,43%), *Globigerinella calida* (máx. 5,25%) e *Globoturborotalita tenella* (máx. 4,96%) (Fig. 10).

As espécies com abundâncias relativas máximas menores a 4% e maiores do que 2% são: *Globorotalia crassaformis* (máx. 3,74%), *Globoturborotalita rubescens* (máx. 3,43%), *Orbulina universa* (máx. 3,34%), *Globorotalia scitula* (máx. 3,14%), *Globigerina falconensis* (máx. 2,83%) e *Turborotalita quinqueloba* (máx. 2,82%) (Fig. 11).

Vale a pena ressaltar que *O. universa* apresenta um comportamento interessante, similar, em certo modo, ao Plexo menardiforme, pois mantém uma abundância relativa abaixo de 1% desde o Pleistoceno tardio, e atinge a sua maior abundância relativa aos 7 ka (3,34%).

As espécies com abundâncias relativas máximas menores a 2% são: *Globigerinoides conglobatus* (máx. 1,65%), *Globorotalia hirsuta* (máx. 1,65%), *Globigerinella siphonifera* (máx. 1,24%), *Neogloboquadrina pachyderma* (máx. 1,08%), *Turborotalita humilis* (máx. 0,33%) e *Candeina nitida* (máx. 0,29%) (Fig. 12).

Tabela 3

Espécies ou morfotipos de foraminíferos planctônicos encontrados na classificação de fauna total

	Espécie ou morfotipo
1	<i>Orbulina universa</i> (d'Orbigny, 1939)
2	<i>Globigerinoides conglobatus</i> (Brady, 1879)
3	<i>Globigerinoides ruber</i> (white) (d'Orbigny, 1939)
4	<i>Globigerinoides ruber</i> (pink) (d'Orbigny, 1939)
5	<i>Globoturborotalita tenella</i> (= <i>Globigerinoides tenellus</i>) (Parker, 1958)
6	<i>Trilobatus sacculifer</i> sem saco (= <i>Globigerinoides trilobus</i>) (Brady, 1877)
7	<i>Trilobatus sacculifer</i> com saco (Brady, 1877)
8	<i>Globigerinella siphonifera</i> (= <i>Globigerinella aequilateralis</i>) (d'Orbigny, 1939)
9	<i>Globigerinella calida</i> (= <i>Globigerina calida</i>) (Parker, 1962)
10	<i>Globigerina bulloides</i> (d'Orbigny, 1826)
11	<i>Globigerina falconensis</i> (Blow, 1959)
12	<i>Globoturborotalita rubescens</i> (= <i>Globigerina rubescens</i>) (Hofker, 1956)
13	<i>Turborotalita humilis</i> (Brady, 1884)
14	<i>Turborotalita quinqueloba</i> (Natland, 1938)
15	<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (lev) (= <i>Globoquadrina pachyderma</i> (lev)) (Ehrenberg, 1861)
16	<i>Neogloboquadrina incompta</i> (= <i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (dex); <i>Globoquadrina pachyderma</i> (dex)) (Ehrenberg, 1861, Cifelli, 1961)
17	<i>Neogloboquadrina dutertrei</i> (= <i>Globoquadrina dutertrei</i>) (d'Orbigny, 1839)
18	<i>Pulleniatina obliquiloculata</i> (Parker & Jones, 1865)
19	<i>Globorotalia inflata</i> (d'Orbigny, 1839)
20	<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (lev) (d'Orbigny, 1839)
21	<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (dex) (d'Orbigny, 1839)
22	<i>Globorotalia crassaformis</i> (Galloway & Wissler, 1927)
23	<i>Globorotalia hirsuta</i> (d'Orbigny, 1839)
24	<i>Globorotalia scitula</i> (Brady, 1882)
25	<i>Globorotalia tumida</i> (Brady, 1877)
26	<i>Globorotalia menardii</i> (d'Orbigny, 1865)
27	<i>Globorotalia menardii neoflexuosa</i> (Kennett & Srinivasan 1983)
28	<i>Candeina nitida</i> (d'Orbigny, 1839)
29	<i>Globigerinita glutinata</i> (Egger, 1893)

Tabela 4

Abundâncias relativas mínimas, médias e máximas das espécies e morfotipos listados na Tabela 3. Organizadas, de ordem decrescente, pela abundância relativa máxima

Espécie ou morfotipo	Abundâncias relativas (%)		
	Mínima	Média	Máxima
<i>G. ruber</i> (white)	19,18	27,02	42,57
<i>G. bulloides</i>	3,55	14,02	35,96
<i>G. glutinata</i>	8,36	15,68	24,37
<i>N. incompta</i>	-	7,52	16,83
<i>G. inflata</i>	1,39	7,02	16,64
<i>G. ruber</i> (pink)	2,43	8,55	16,24
<i>T. sacculifer</i> sem saco	0,25	2,46	8,08
<i>G. menardii</i>	-	0,47	6,69
<i>N. dutertrei</i>	0,28	2,10	6,65
<i>G. truncatulinoides</i> (lev)	-	1,15	5,61
<i>G. truncatulinoides</i> (dex)	-	1,40	5,43
<i>G. calida</i>	-	1,38	5,25
<i>G. tenella</i>	0,19	2,32	4,96
<i>G. crassaformis</i>	-	1,35	3,74
<i>G. rubescens</i>	0,25	1,33	3,43
<i>T. sacculifer</i> com saco	-	1,08	3,36
<i>O. universa</i>	-	0,40	3,34
<i>G. scitula</i>	-	1,39	3,14
<i>G. falconensis</i>	-	0,84	2,83
<i>T. quinqueloba</i>	-	0,26	2,82
<i>G. tumida</i>	-	0,10	2,13
<i>P. obliquiloculata</i>	-	0,40	1,79
<i>G. conglobatus</i>	-	0,36	1,65
<i>G. hirsuta</i>	-	0,64	1,65
<i>G. siphonifera</i>	-	0,45	1,24
<i>N. pachyderma</i>	-	0,22	1,08
<i>G. menardii neoflexuosa</i>	-	0,03	0,83
<i>T. humilis</i>	-	0,04	0,33
<i>C. nitida</i>	-	0,03	0,29

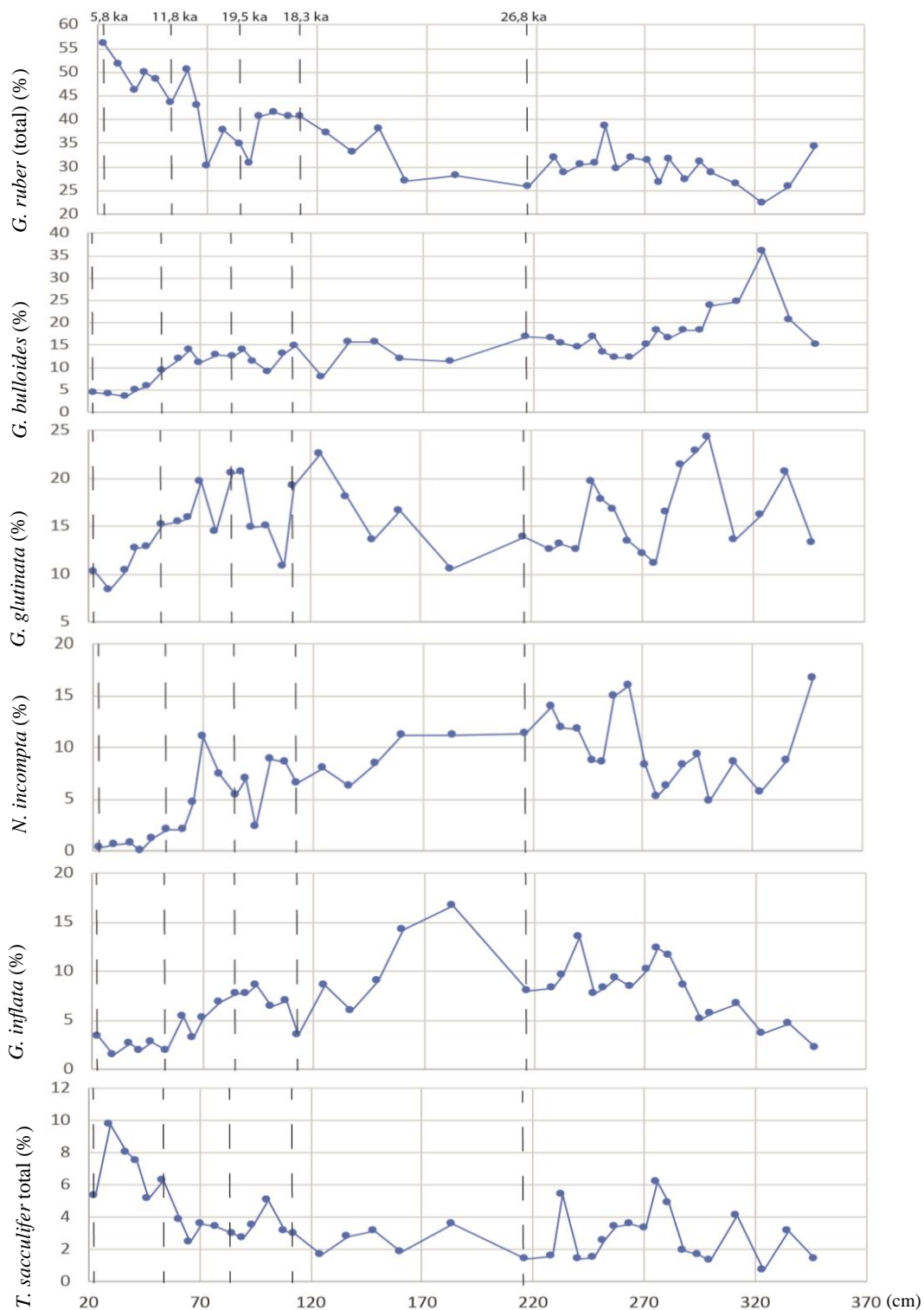


Figura 8. As espécies mais abundantes do testemunho SAT-048A, e a suas abundâncias relativas ao longo de todo o testemunho. Escalas verticais adaptadas a cada proporção para melhorar a visualização. Escala horizontal representa a profundidade média da amostra.

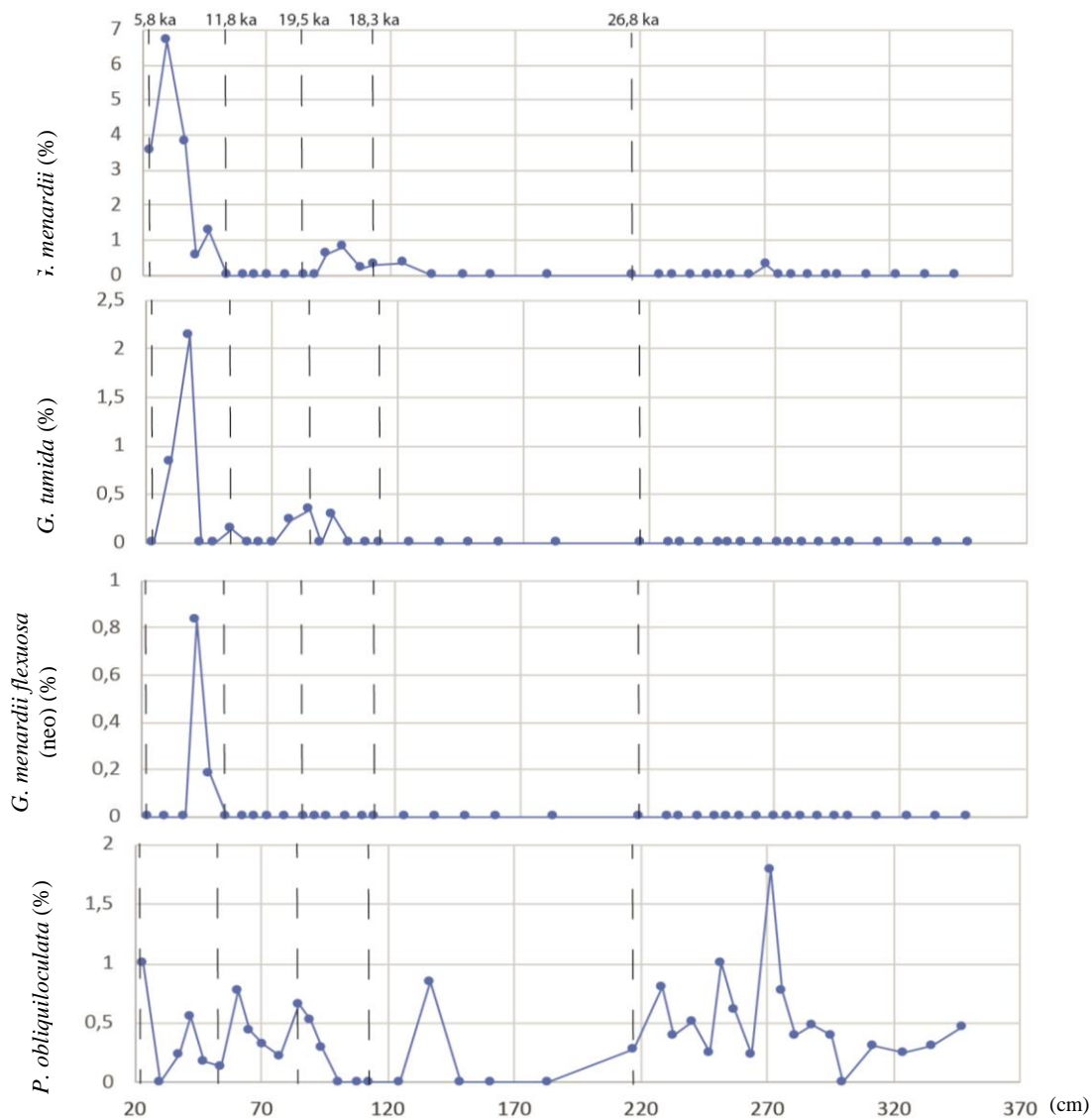


Figura 9. As espécies que compõem o plexo menardiiforme e a espécie *Pulleniatina obliquiloculata*, com as suas respectivas abundâncias relativas ao longo de todo o testemunho. Escalas verticais adaptadas a cada proporção para melhorar a visualização. Escala horizontal representa a profundidade média da amostra.

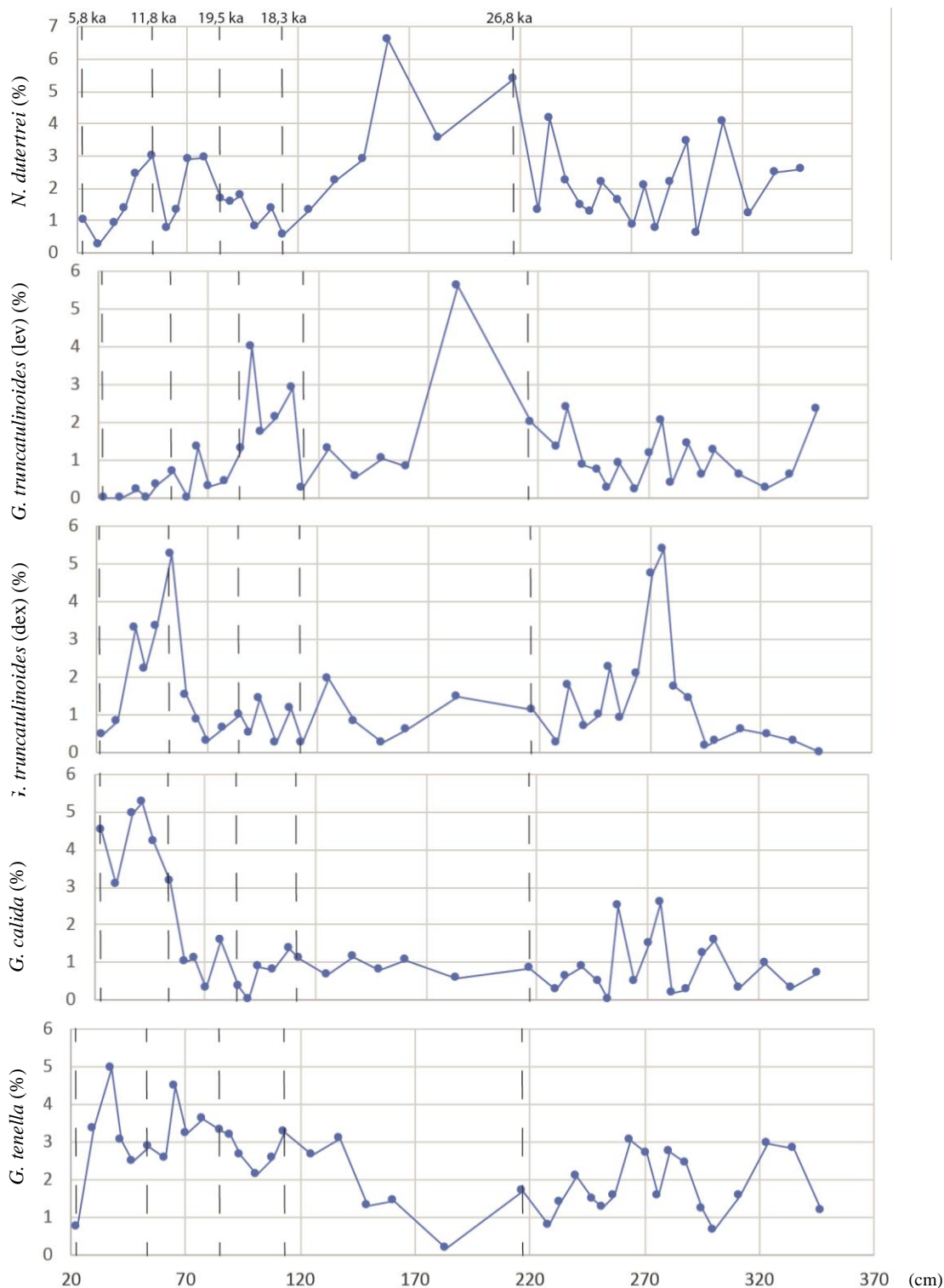


Figura 10. As espécies cujas abundâncias relativas máximas estiveram entre 10% e 4%. Escalas verticais adaptadas a cada proporção para melhorar a visualização. Escala horizontal representa a profundidade média da amostra.

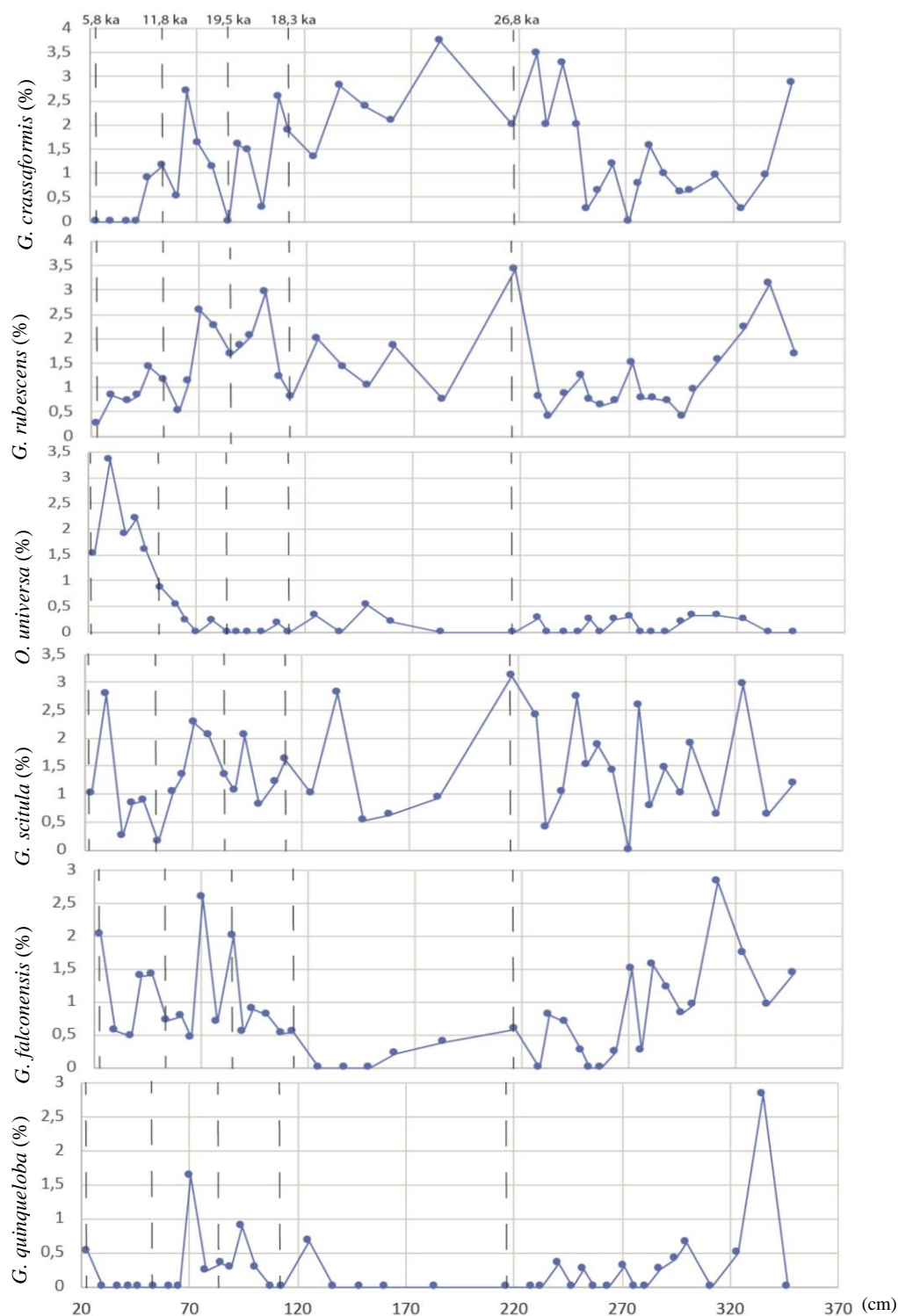


Figura 11. As espécies cujas abundâncias relativas máximas estiveram entre 4% e 2%. Escalas verticais adaptadas a cada proporção para melhorar a visualização. Escala horizontal representa a profundidade média da amostra.

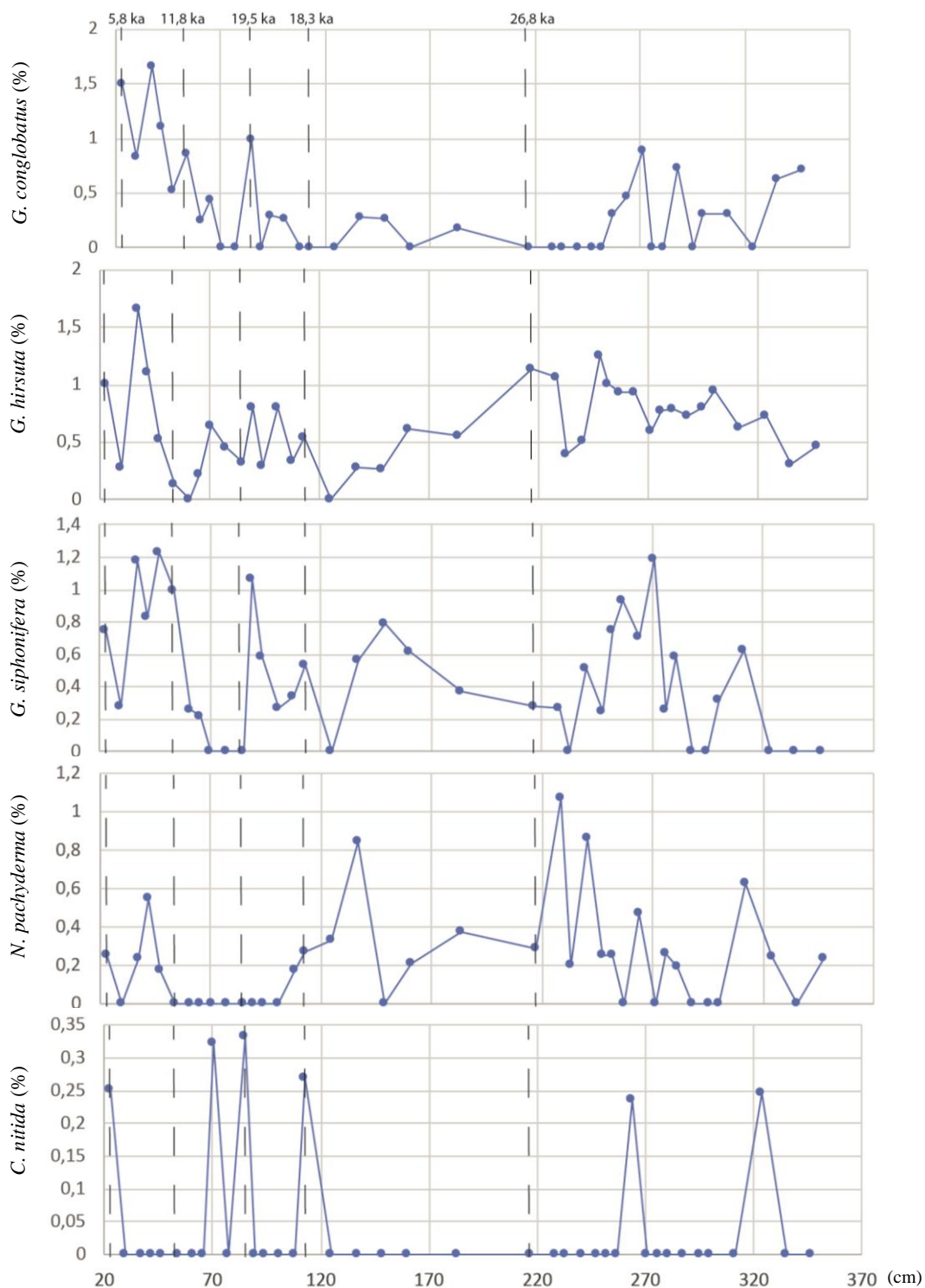


Figura 12. As espécies cujas abundâncias relativas máximas foram menores a 2%. Escalas verticais adaptadas a cada proporção para melhorar a visualização. Escala horizontal representa a profundidade média da amostra.

5.5. Estimativas de paleoprodutividade

Os diferentes indicadores de paleoprodutividade mencionados no item 4.4 estão plotados na figura 13.

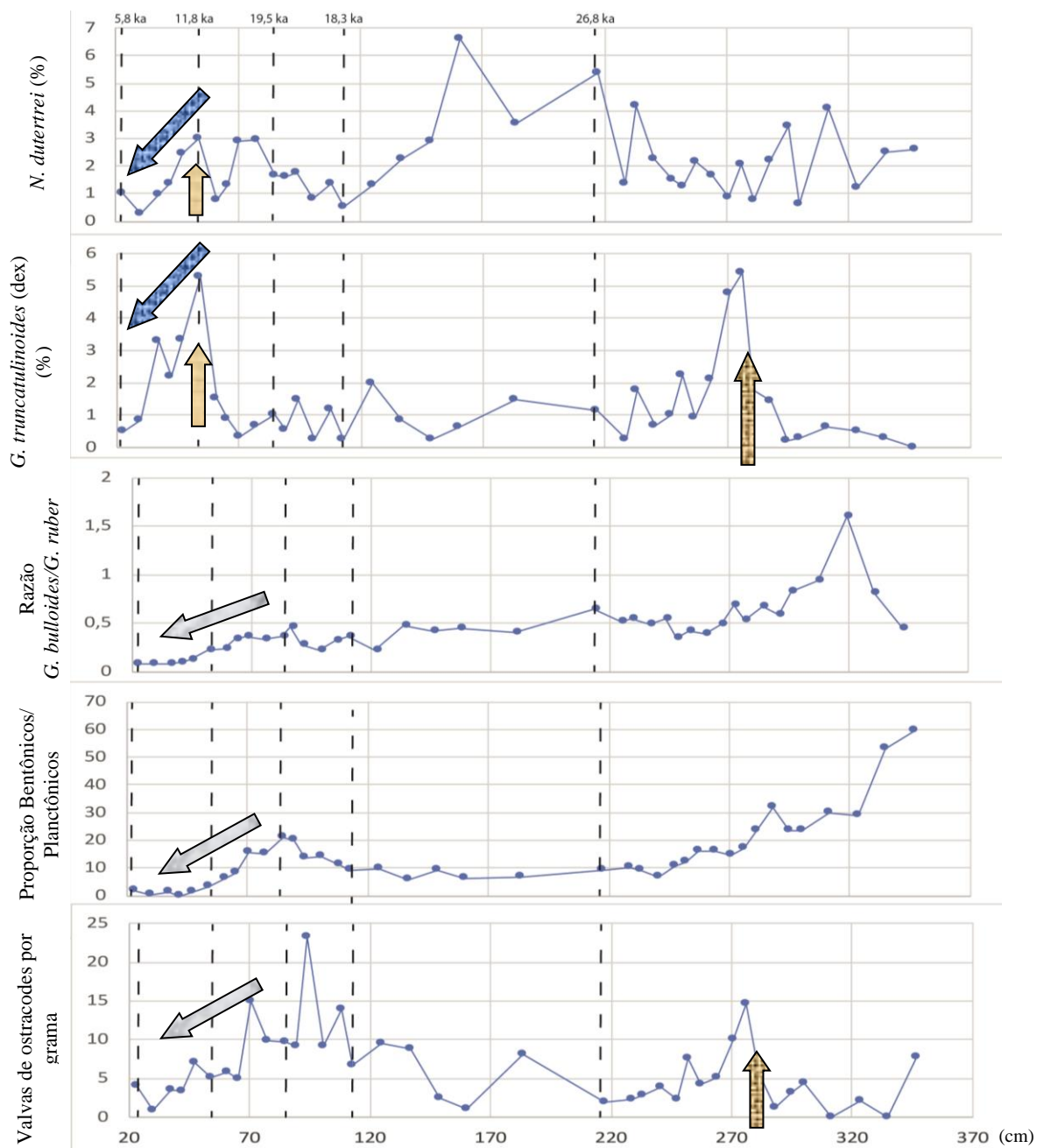


Figura 13. Indicadores de paleoprodutividade. Escalas verticais diferentes para ajudar na visualização.

Para o limite Pleistoceno/Holoceno, as espécies *N. dutertrei* e *G. truncatulinoides* (dextrógira) mostram um aumento abrupto da paleoprodutividade, seguido por uma gradual redução em direção ao recente. Para o final do EIM 3, o morfotipo dextral de *G. truncatulinoides* e os ostracodes indicam uma alta paleoprodutividade. Durante o EIM 2 os indicadores não indicam uma clara tendência, apresentando comportamentos variados. Nas estimativas para o EIM 1, a razão *G. bulloides*/*G. ruber* e as abundâncias proporcionais de foraminíferos bentônicos e os ostracodes indicam uma redução da paleoprodutividade em direção ao recente, possivelmente pelo enfraquecimento da CM, o que não permitiu que águas frias carregadas de nutrientes chegassem até a zona estudada.

5.6. Paleotemperaturas

As paleotemperaturas de média anual, média de verão (janeiro a março) e média de inverno (julho a setembro) constam na figura 14. Os valores do final do EIM 3 não apresentam uma tendência bem definida, enquanto os valores entre as amostras de idade 26,8 e 18,3 ka têm um padrão de aumento de quase 4°C, onde o valor final mantêm-se praticamente estável nas quatro últimas amostras do intervalo. Para o limite Pleistoceno/Holoceno se tem também uma redução de temperaturas de quase 1°C relacionada às paleotemperaturas atingidas antes dos 18,3 ka, e que quase se mantêm até o início do Holoceno (descartando o valor de paleotemperatura da amostra de idade 19,5 ka que corresponderia ao evento de colapso), associável ao *Younger Dryas event*, cuja duração foi desde 12,7 ka até os 11,6 ka (Weaver, 2009).

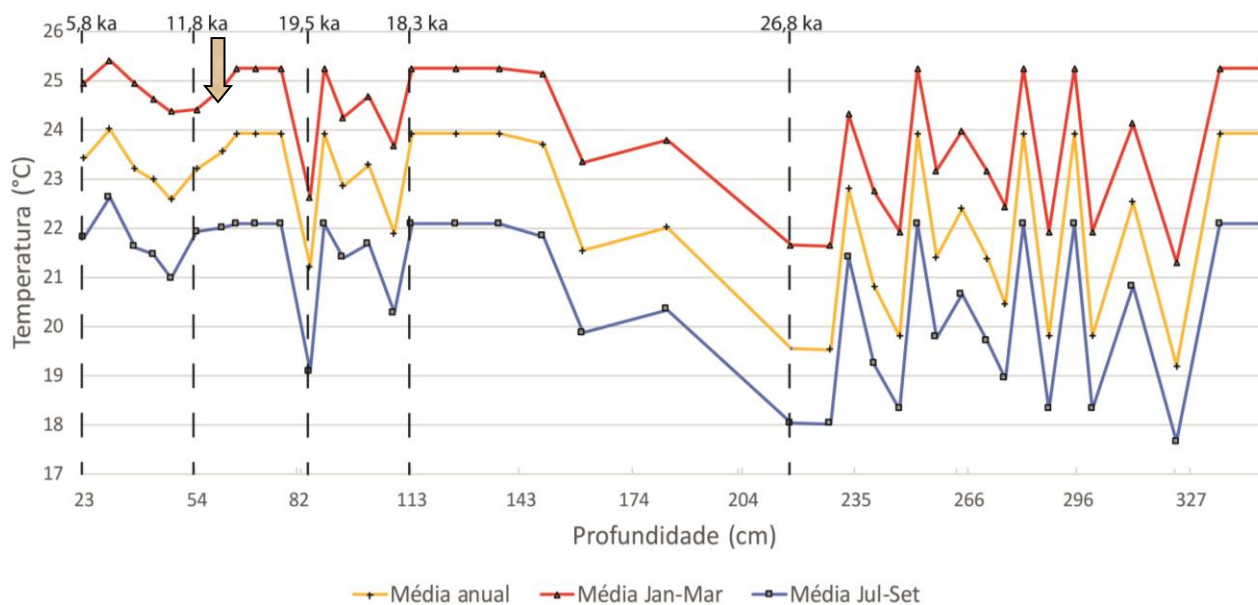


Figura 14. Estimativas de paleotemperatura média anual, média de verão (janeiro a março) e média de inverno (julho a setembro), obtidas pela Técnica do Análogo Moderno (TAM) no software PAST.

6. Discussões

6.1. Estabilidade do leito marinho

Ao analisar as datações de ^{14}C é evidente que houve um processo que alterou a normal sedimentação no local de estudo, pois entre os 11 e 18 ka se tem uma amostra de idade de 19 ka, sugerindo um talude instável. Isto significa, em parte, que o testemunho resultou não ser o ideal para testar a hipótese proposta. No entanto, foi possível extrair diversas informações valiosas.

6.2. Eco-biozoneamentos

O plexo menardiiforme é importante pois a sua presença em abundância diferencia períodos interglaciais de glaciais. Dentro do Holoceno, a presença de *G. menardii*, maior do que 3% começa aos 8,4 ka, marcando o limite das eco-biozonas Y e Z de Ericson & Wollin (1968),

limite que não é síncrono com o limite Pleistoceno/Holoceno, corroborando com os dados de Pivel *et al.*, (2013) e Petró *et al.*,(2016) para as bacias de Santos e Campos, respectivamente, também na margem oeste do Atlântico Sul. Os dados de *G. menardii* corroboram com Broecker & Pena (2014), que documentam a expansão populacional desta espécie posteriormente ao início do Holoceno, para latitudes entre 30°N e 30°S.

A eco-biozona Z foi dividida duas vezes, a primeira por Vicalvi (1997 apud Pivel, 2009) usando a abundância relativa de *G. menardii* em duas sub-eco-biozonas: Z2 reconhecível pela abundância relativa entre 1 e 3% (nas amostras 47 e 42 cm), e a “sub-eco-biozona” Z1, pelo posterior aumento na abundância, entre 3 e 7% (as amostras 37,5 a 23 cm). A segunda vez, por Vicalvi (1999), onde a abundância relativa de *G. menardii* entre 3 e 7% marca a sub-eco-biozona Z2 e, entre 1 e 3% marca a sub-eco-biozona Z1, segundo este esquema, as amostras entre 37,5 a 23 cm pertencem à sub-eco-biozona Z2, sem registros para Z1.

A espécie *P. obliquiloculata* é importante para dividir as eco-biozonas, pois Vicalvi (1999) a usa para realizar subdivisões das últimas eco-biozonas de Ericson & Wollin (1968). No que concerne a este trabalho, é interessante analisar as “sub-eco-biozonas” Y2 e Y1, pois seu limite foi definido entre 45 - 42 ka, no bio-horizonte do terceiro desaparecimento da *Pulleniatina obliquiloculata* (YP.3, Vicalvi, 1999). Porém, o testemunho aqui estudado não alcança esta profundidade temporal e, portanto, não foi possível analisar se nos sedimentos depositados durante Y2, a abundância relativa de *P. obliquiloculata* teria sido maior. Devido à amplitude temporal, também não foi possível avaliar a aplicabilidade do evento ótimo de *G. crassaformis*, proposto por Portilho-Ramos *et al.* (2014).

Kowsmann & Vicalvi (2003, apud Sanjinés 2006) utilizam o último aparecimento de *P. obliquiloculata*, em torno a 15 ka, para dividir a sub-eco-biozona Y1 em Y1B e Y1A, o que não foi reconhecido no testemunho SAT-048A.

Toledo *et al.* (2016) dataram o evento de ocorrência da espécie *Globorotalia menardii fimbriata* (sub-eco-biozona *G. fimbriata* de Bolli & Saunders, 1985) entre os 10-12 ka para ambos os testemunhos utilizados no trabalho. Porém, no testemunho SAT-048A, espécimes de *G. fimbriata* não foram identificados para traçar este paralelo.

6.3. Paleotemperaturas e mudanças na fauna

Com relação aos dados em geral, as paleotemperaturas são mais frias (~1 ou 2°C) do que os intervalos estudados por Pivel (2009), para a Bacia de Santos, e por Petró *et al.* (2016), para a Bacia de Campos, o que era esperado pela proximidade à CM.

As maiores abundâncias relativas do plexo menardiiforme e de *G. calida* refletem uma associação interglacial, após o início do Holoceno. O comportamento da *O. universa* também encaixa neste padrão, contrário as abundâncias relativas de *N. incompta* e *G. inflata*, que experimentam uma diminuição (Fig. 15).

6.4. Paleoprodutividade

Os dados de paleoprodutividade têm respostas diferentes, devido aos diversos mecanismos de fertilização que podem afetar localmente as bacias, mas em geral, os indicadores coincidem em sugerir uma redução da produtividade desde o início do EIM 1 para a metade deste estágio.

6.5. *Orbulina universa*

Um comportamento particular de *O. universa* foi também observado pela colega Mónica

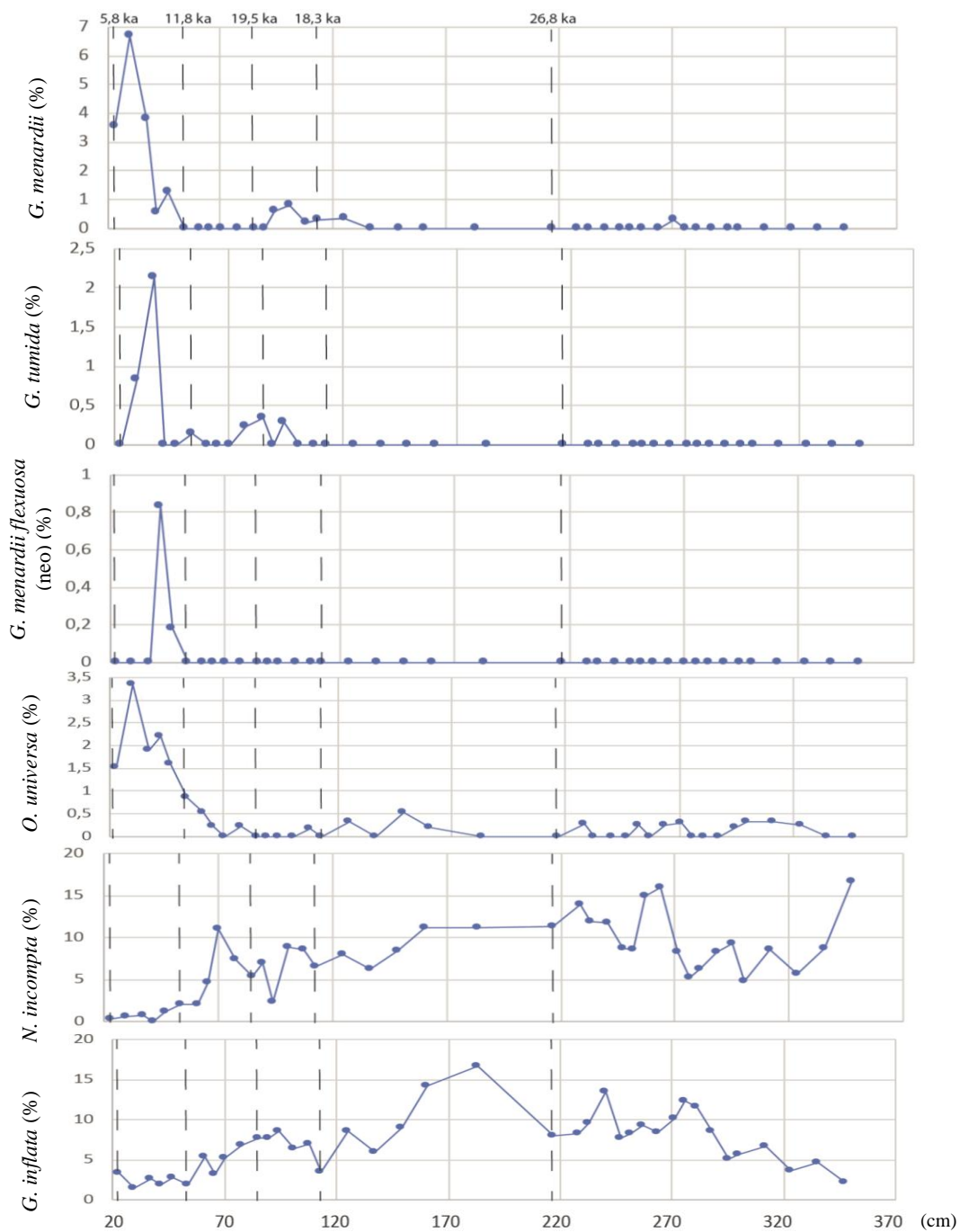


Figura 15. Contraste de espécies próprias de épocas interglaciais (plexo menardiiforme e *G. calida*) e épocas glaciais (*N. incompta* e *G. inflata*).

Duque Castaño (comunicação oral) em outro testemunho do talude da Bacia de Pelotas, onde os dados das abundâncias relativas deixam ver também um aumento perto dos 8 ka. Na Bacia de Santos, no trabalho de Pivel (2009, página 71), *O. universa* apresenta também um pico entre os 6 e 7 ka, duplicando os valores das abundâncias relativas. Na mesma bacia, Ferreira *et al.* (2012) reporta abundâncias maiores de *O. universa* do poço BS-D (página 181), embora não tão evidentes, no limite Y/Z (de Ericson & Wollin, 1968). Porém, ao analisar os dados do poço BS-D e encontrar que no modelo biocronoestratigráfico se deu uma idade de 11 ka para este limite, pode assumir-se que, como falado anteriormente (o assincronismo entre os limites Pleistoceno/Holoceno e as biozonas Y/Z), este poderia representar quase 7 ou 8 ka.

Para a Bacia de Campos, Sanjinés (2006) também reporta dados de abundância relativa de *O. universa* com um pico coincidindo com a maior abundância para *G. menardii*. No trabalho de Petró *et al.* (2016), a abundância relativa de *O. universa* marca um pico de diferentes idades em relação às vistas anteriormente, pois a sua maior abundância se marca em aproximadamente 6 ka, enquanto a abundância de *G. menardii* foi datada (por AMS ^{14}C) em quase 7,6 ka. No trabalho de Portilho-Ramos (2014), no testemunho GL-74 parece marcar-se o pico de *O. universa*, também um tempo depois do pico de abundância de *G. menardii*, enquanto que no testemunho GL-75 não se mostra uma tendência, talvez pela divisão das amostras entre tamanhos: 1) $>150\ \mu\text{m}$ e $<250\ \mu\text{m}$, e 2) $<250\ \mu\text{m}$. Já para o trabalho de Vicalvi (1999), não se observa o mesmo padrão relatado anteriormente, o que poderia explicar-se pela diferença no método de análise, ou seja, a seleção do tamanho dos foraminíferos.

Por outro lado, as paleotemperaturas do presente trabalho e de Petró (2013) não mostram uma variação característica para o pico de *O. universa* ao que possa se associar. No trabalho de Pivel (2009) mostra-se uma clara diferença de quase 2°C para as amostras perto dos 8 ka.

Em relação aos indicadores de paleoprodutividade do presente estudo, não foi possível correlacionar nenhum evento com o aumento na abundância relativa de *O. universa*. Para a Bacia de Santos, Pivel (2009) registra claramente uma diminuição na paleoprodutividade aos 8 ka. Para a Bacia de Campos, os dados de paleoprodutividade de Petró *et al.* (2016) não são concluintes.

O presente trabalho não tem estimativas de paleossalinidade superficial da água do mar, pois não foram realizadas análises de isótopos de oxigênio em foraminíferos planctônicos, para assim utilizar o método residual de $\delta^{18}\text{O}$ (Toledo *et al.*, 2007). Nas paleossalinidades obtidas por Pivel (2009), a Bacia de Santos começa a marcar uma redução nos valores de paleossalinidade em torno dos 9 ka.

Uma possível explicação pode ser a relação entre a preservação ou dissolução dos foraminíferos em processos pós-deposicionais. Uma vez que cada espécie responde de forma diferencial à dissolução (Berger, 1968; Thunell & Honjo, 1981; Vincent & Berger, 1981), e a *O. universa* é considerada suscetível a tal processo (Petró *et al.*, 2018), pode ser um reflexo da preservação dos espécimes mais recentes, depositados em momentos paleoceanográficos mais propícios à preservação.

7. Considerações finais

- Os dados de datações de ^{14}C mostram um evento de colapso de sedimentos entre os 11 e 18 ka, o que sugere um talude instável, além que o testemunho trabalhado não permite avaliar corretamente a aplicabilidade dos diferentes eco-biozoneamentos.

- As eco-biozonas Y e Z de Ericson & Wollin (1968) foram achadas, mas o seu limite não é síncrono com o limite Pleistoceno/Holoceno, como sugerido pelos vários autores que tem trabalhado este esquema.
- A subdivisão proposta por Kowsmann & Vicalvi (2003, apud Sanjinés, 2006) não foi reconhecida devido a que o comportamento de *P. obliquiloculata* para os últimos 41 ka permaneceu muito variável.
- Precisa-se de um testemunho de maior comprimento temporal para avaliar o reaparecimento do *P. obliquiloculata* na faixa de 45-42 ka (correspondente com o limite das sub-eco-biozonas Y1 e Y2 de Vicalvi, 1999) e o evento ótimo de *G. crassaformis* de idade 84-71 (proposto por Portilho-Ramos *et al.*, 2014).
- A espécie *Orbulina universa* permanece em abundância baixa até chegar ao Holoceno, quando apresenta maiores abundâncias relativas entorno aos 7 ka, provavelmente refletindo assim épocas glaciais de águas corrosivas.

8. Recomendações

Para restringir o evento de colapso, sugere-se se realizar mais datações por radiocarbono. Para complementar os estudos bioestratigráficos sugere-se utilizar um testemunho com deposição estável, e de maior comprimento cronoestratigráfico para avaliar a aplicabilidade dos eco-biozoneamentos com mais propriedade.

Para complementar os estudos paleoceanográficos sugere-se realizar análises de isótopos de oxigênio e carbono em foraminíferos planctônicos usar o $\delta^{13}\text{C}$ como indicador de disponibilidade de nutrientes e para fornecer estimativas de paleossalinidade usando o método residual de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) (Toledo *et al.*, 2007).

Referências Bibliográficas

- Anjos-Zerfass, G.S. (2004). *Bioestratigrafia (foraminiferida) do Mioceno-Plioceno da plataforma de Florianópolis, porção setentrional da Bacia de Pelotas* (dissertação de mestrado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil.
- Anjos-Zerfass, G.S., Souza, P.A., Chemale, F. (2008). Biocronoestratigrafia da Bacia de Pelotas: estado atual e aplicação na geologia do petróleo. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2), 47-62.
- Antunes, R.L., Azevedo, R.L.M. (2011). Micropaleontologia e Bioestratigrafia na indústria do petróleo, em: Carvalho, I. S. *Paleontologia*, v. 2. Rio de Janeiro, Brasil: Interciência.
- Arnold, A.J., Parker, W.C. (2003). Biogeography of Planktonic Foraminifera, em: SepGupta, B.K. (Ed.), *Modern Foraminifera*. Baton Rouge, Estados Unidos de América: Kluwer Academic Publisher.
- Bé, A.W.H. (1967). Foraminifera Families: Globigerinidae and Globorotaliidae, CONSEIL PERMANENT INTERNATIONAL POUR L'EXPLORATION DE LA MER, Zooplankton, 9.
- Bé, A.W.H., Hemleben, C., Anderson, O.R., Spindler, M., Hacunda, J., Tuntivate-Choy, S. (1977). Laboratory and Field Observations of Living Planktonic Foraminifera. *Micropaleontology*, 23(2), 155-179.
- Berger, W. H. (1968). Planktonic foraminifera: Selective solution and paleoclimatic interpretation. *Deep-Sea Research*, 15, 31-43.

- Bolli, H.M., Saunders, J.B. (1985). Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera, em: *Plankton Stratigraphy*, Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. Cambridge Earth Sciences Series. Cambridge University Press, 1, 155-262.
- BouDagher-Fadel, M. (2013). *Biostratigraphic and Geological Significance of Planktonic Foraminifera*. London, England: UCLPRESS.
- Bradley, R.S. (1999). *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*. Massachusetts, Estados Unidos da América: Elsevier.
- Broecker, W., Pena, L.D. (2014). Delayed Holocene reappearance of *G. menardii*. *Paleoceanography*, 29, 291–295.
- Bueno, G.V., Zacharias, A.A., Oreiro, S.G., Cupertino, J.A., Falkenheim, F.U.H., Martins, M.A. (2007). Bacia de Pelotas. *Boletim das Geociências*, 15(2), 551-559.
- Conan, S.M.H., Ivanova, E.M., Brummer, G.J.A. (2002). Quantifying carbonate dissolution and calibration of foraminiferal dissolution indices in the Somali Basin. *Marine Geology*, 182, 325-349.
- Cronin, T. M. (2009). PALEOTEMPERATURES AND PROXY RECONSTRUCTIONS. em: Gornitz, V. (Ed.). *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*. Nova Iorque, Estados Unidos da América: Springer.
- Drinia, H., Antonarakou, A., Tsurou, T., Kontakiotis, G., Psychogiou, M., Anastakis, G. (2016). Foraminifera eco-biostratigraphy of the Southern Evoikos outer shelf, central Aegean Sea, during MIS 5 to present. *Continental Shelf Research*, 126, 36-49.
- Emiliani, C. (1955). Pleistocene temperatures. *The Journal of Geology*, 63, 538–578.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A., Urey, H.C. (1953). Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America*, 64, 1315–1325.

- Ericson, D.B., Wollin, G. (1968). Pleistocene climates and chronology in deep sea sediments. *Science*, 162, 1227-1234.
- Faure, G. (1986). *Principles of isotope geology*. Nova Iorque, Estados Unidos de América: Jhon Wiley and Sons.
- Ferreira, F., Leipnitz, I.I., Vicalvi, M.A., Sayão, A.E. (2012). Zoneamento paleoclimático do Quaternário da Bacia de Santos com base em foraminíferos planctônicos. *Revista brasileira de paleontologia*, 15(2), 173-188.
- González-Silveira, A., Santamaría-del-Angel, E., Millán-Núñez, R. (2006). Spatial and temporal variability of the Brazil-Malvinas Confluence and the La Plata Plume as seen by SeaWIFS and AVHRR imagery. *Journal of Geophysical Research*, 111: C06010. www.dx.doi.org/10.1029/2004JC002745.
- Gooday, A.J. (2002). Biological responses to seasonally varying fluxes of organic matter to the ocean floor: a review. *Journal of Oceanography*, 58, 305-332.
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Ryan, P.D. (2001). PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica*, 4(1), 1-9.
- Hemleben, C., Spindler, M., Anderson, O.R. (1989). *Modern planktonic foraminifera*. New York, Estados Unidos de América: Springer.
- Hilbrecht, H. (1997). Morphologic gradation and ecology in *Neogloboquadrina pachyderma* and *N. dutertrei* (planktic foraminifera) from core top sediments. *Marine Micropaleontology*, 31, 31-43.
- Honfu, Y., Jinnan, T., Kexin, Z., Shunbao, W. (1997). Application of ecostratigraphy to sequences stratigraphy, *Science in China (Series D)*, 40(2), 137- 144.

- Hutson, W.H. (1979) The Agulhas Current during the Late Pleistocene: Analysis of modern faunal analogs. *Science*, 207, 64-66.
- Imbrie, J., Kipp, N. G. (1971). A new micropaleontological method quantitative paleoclimatology: Application to a late Pleistocene Caribbean core, em: Turekian, K. *The Late Cenozoic Ice Ages*. New Haven: Yale University Press, 71–181.
- Kemle-von Mücke, S., Hemleben, C. (1999). Foraminifera. em: Boltovskoy, D. (Ed.), *South Atlantic Zooplankton*. Leiden, Holanda: Backhuys Publishers.
- Kucera, M. (2007). Planktonic foraminifera as tracers of past oceanic environments, Em: Hillaire-Marcel, C. & De Vernal A. (2007). Proxies in late Cenozoic paleoceanography. *Developments in Marine Geology*, 1. Elsevier. 735-764.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *PALEOCEANOGRAPHY*, (20), 1-17.
- Lisiecki, L.E., Stern, J.V. (2016). Regional and global benthic $\delta^{18}\text{O}$ stacks for the last glacial cycle. *PALEOCEANOGRAPHY*, 31(10), 1368-1394.
- Locarnini, R.A., Mishonov, A.V., Antonov, J.I., Boyer, T.P., Garcia, H.E., Baranova, O.K., Zweng, M.M., Johnson, D.R. (2010). World Ocean Atlas (2009), Volume 1: Temperature. In: Levitus, S. (Ed.), *NOAA Atlas NESDIS 68*, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 184 pp.
- Locarnini, R.A., Mishonov, A.V., Antonov, J.I., Boyer, T.P., Garcia, H.E., Baranova, O.K., Zweng, M.M., Paver, C.R., Reagan, J.R., Johnson, D.R., Hamilton, M., Seidov, D. (2013). World Ocean Atlas (2013), Volume 1: Temperature. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical (Ed.); *NOAA Atlas NESDIS 73*, 40.

- Macário, K.V.D. (2003). *Preparação de Amostras de Radiocarbono e Aplicações de MAS em Arqueologia e Geologia Marinha* (tese de doutorado). Universidade Federal Fluminense, Niterói, Brasil.
- Malmgren, B.A., Nordlund, U. (1997). Application of Artificial Neural Networks to Paleooceanographic Data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 136, 359-373.
- North American Commission On Stratigraphic Nomenclature. (2005). North American Stratigraphic Code. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 89(11), 1547-1591.
- Paillard, D., Labeyrie, L., Yiou, P. (1996). Macintosh program performs time-series analysis. *Eos Transactions AGU* 77 (39).
- Paytan, A. (2009). OCEAN PALEOPRODUCTIVITY em: Gornitz, V. (Ed.). *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*. Nova Iorque, Estados Unidos da América: Springer.
- Patterson, R.T., Fishbein, A. (1989). RE-EXAMINATION OF THE STATISTICAL METHODS USED TO DETERMINE THE NUMBER OF POINT COUNTS NEEDED FOR MICROPALAEONTOLOGICAL QUANTITATIVE RESEARCH. *The Paleontological Society*, 63(2), 245-248.
- Peterson, R.G., Stramma, L. (1991). Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Prog. Oceanog.*, 26, 1-73.
- Petró, S.M., Coimbra, J.C., Mizusaki, A.M.P. (2013). *EVOLUÇÃO PALEOCEANOGRÁFICA E ESTRATIGRÁFICA ISOTÓPICA COM FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS NO*

QUATERNÁRIO TARDIO DA BACIA DE CAMPOS (dissertação de mestrado).

Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil.

Petró, S.M., Pivel, M.A.G., Coimbra, J.C., Mizusaki, A.M.P. (2016).

PALEOCEANOGRAPHIC CHANGES THROUGH THE LAST 130 KA IN THE WESTERN SOUTH ATLANTIC BASED ON PLANKTONIC FORAMINIFERA.

Revista Brasileira de Paleontologia, 19(1), 3-14.

Petró, S.M. (2017). Micropaleontology or paleomicroontology? Adjusting the morphology of the

word. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 12(1), 129-134.

Petró, S.M., Pivel, M.A.G., Coimbra, J.C. (2018). Foraminiferal solubility rankings: a

contribution to the search for consensus. *Journal of Foraminiferal Research*, 48(4), 302–314.

Pivel, M.A.G. (2009). *Reconstrução da hidrografia superficial do Atlântico Sul Ocidental desde*

o Último Máximo Glacial a partir do estudo de foraminíferos planctônicos (tese de doutorado). Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.

Pivel, M.A.G., Santarosa, A.C.A., Toledo, F.A.L., Costa, K.B. (2013). The Holocene onset in

the southwestern South Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 374, 164-172.

Poag, C.W., Valentine, P.C. (1976). BIOSTRATIGRAPHY AND ECOSTRATIGRAPHY OF

THE PLEISTOCENE BASIN TEXAS-LOUISIANA CONTINENTAL SHELF, *TRANSACTIONS-GULF COAST ASSOCIATION OF GEOLOGICAL SOCIETIES*, 26,

185-256.

Portilho-Ramos, R.P., Ferreira, F., Lago, L.C., Silva, A.G.V., Jaworski, K.S., Bevilacqua, M.

(2014). *Globorotalia crassaformis* optimum event: a new later quaternary

- biostratigraphic marker for the southeastern Brazilian margin. *Society for Sedimentary Geology*, 29, 578-593.
- Railsback, L.B., Gibbard, P.L., Head, M.J., Voarintsoa, N.R.G., Toucanne, S. (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews*, 111, 94-106.
- Ravelo, A.C., Hillaire-Marcel, C. (2007). The use of oxygen and carbon isotopes of foraminifera in paleoceanography. Em: Hillaire-Marcel, C. & De Vernal A. (2007). Proxies in late Cenozoic paleoceanography. *Developments in Marine Geology*, 1. Elsevier. 735-764.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B.,...Plicht, J. (2013). INTCAL 13 AND MARINE 13 RADIOCARBON AGE CALIBRATION CURVES 0-50,000 YEARS CAL BP, *RADIOCARBON*, 55,1869-1887.
- Renaud, S., Schmidt, D.N. (2003). Habitat tracking as a response of the planktonic foraminifer *Globorotalia truncatulinoides* to environmental fluctuations during the last 140 kyr. *Marine Micropaleontology*, 49, 97-122.
- Sanjinés, A.E.S. (2006). *BIOCRONOESTRATIGRAFIA E CORRELAÇÃO GRÁFICA DE TRÊS TESTEMUNHOS A PISTÃO DO TALUDE CONTINENTAL DA BACIA DE CAMPOS, RJ – BRASIL* (dissertação de mestrado). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil.
- Schiebel, R., Hemleben, C. (2017). *Planktic Foraminifers in the Modern Ocean*. Berlin, Alemanha: Springer.
- Schlitzer, R. (2015). Ocean Data View. Available at <http://odv.awi.de>.

- Siccha, M., Kucera, M. (2017). ForCenS, a curated database of planktonic foraminifera census counts in marine surface sediment sample. *Scientific Data* 4:170109 doi: 10.1038/sdata.2017.109
- Shackleton, N.J. (1967). Oxygen isotope analysis and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature*, 215, 15–17.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Reimer, R. W. CALIB 7.1 (WWW program) at <http://calib.org>, accessed 2018-9-17.
- Thunell, R., Honjo, S. (1981). Calcite dissolution and the modification of planktonic foraminiferal assemblages. *Marine Micropaleontology*, 6, 169–182.
- Thunell, R. Pleistocene planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoclimatology of the Gulf of Mexico. em: Healy-Qilliams, N. (1984). Principles of Pleistocene Stratigraphy Applied to Golf of Mexico. *Boston: International Human Resources Development Corporation*, 25-64.
- Toledo, F.A.L., Costa, K. B., Pivel, M.A.G. (2007). Salinity changes in the western tropical South Atlantic during the last 30 kyr. *Global and Planetary Change*, 57, 383-395.
- Toledo, F.A.L., Costa, K.B., Pivel, M.A.G., Campos, E.J.D. (2008). Tracing past circulation changes in the Western South Atlantic based on planktonic foraminifera. *Revista brasileira de paleontologia*, 11(3), 169-178.
- Toledo, F.A.L., Quadros, J.P., Camillo, E., Santarosa, A.C.A., Flores, J.A., Costa, K.B. (2016). Plankton biochronology for the last 772.000 years from the western South Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 127, 50-62.

- Urey, H.C. (1999). Oxygen isotopes in nature and in the laboratory, em: Bradley, R.S. (1999). *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*. Massachusetts, Estados Unidos da América: Elsevier.
- Vella, P. (1964). BIOSTRATIGRAPHIC UNITS. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 7, 615-625.
- Vicalvi, M.A. (1999). *Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático do Quaternário superior do talude da Bacia de Campos e Platô de São Paulo adjacente, com base em foraminíferos planctônicos* (tese de doutorado). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil.
- Vincent, E., Berger, W. H. (1981). Planktonic foraminifera and their use in paleoceanography, in Emiliani, C. (Ed.), *The Sea: Wiley-Interscience*, New York, 1025–1119.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Duplessy, J. C., Guiot, J., Labracherie, M., Leclaire, H., Duprat, J. (1998). Improving past surface temperature estimates based on planktonic fossil faunas. *Paleoceanography*, 13, 272–282.
- Weaver, A. J., Saenko, O. A. (2009). THERMOHALINE CIRCULATION em: Gornitz, V. (Ed.). *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*. Nova Iorque, Estados Unidos da América: Springer.
- Weinelt, M. OCEAN PALEOTEMPERATURES (2009). em: Gornitz, V. (Ed.). *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*. Nova Iorque, Estados Unidos da América: Springer.
- Weissert, H., Joachimski, M., Sarnthein, M. (2008). Chemostratigraphy, *Newsletters on Stratigraphy*, 42 (3), 145-179.

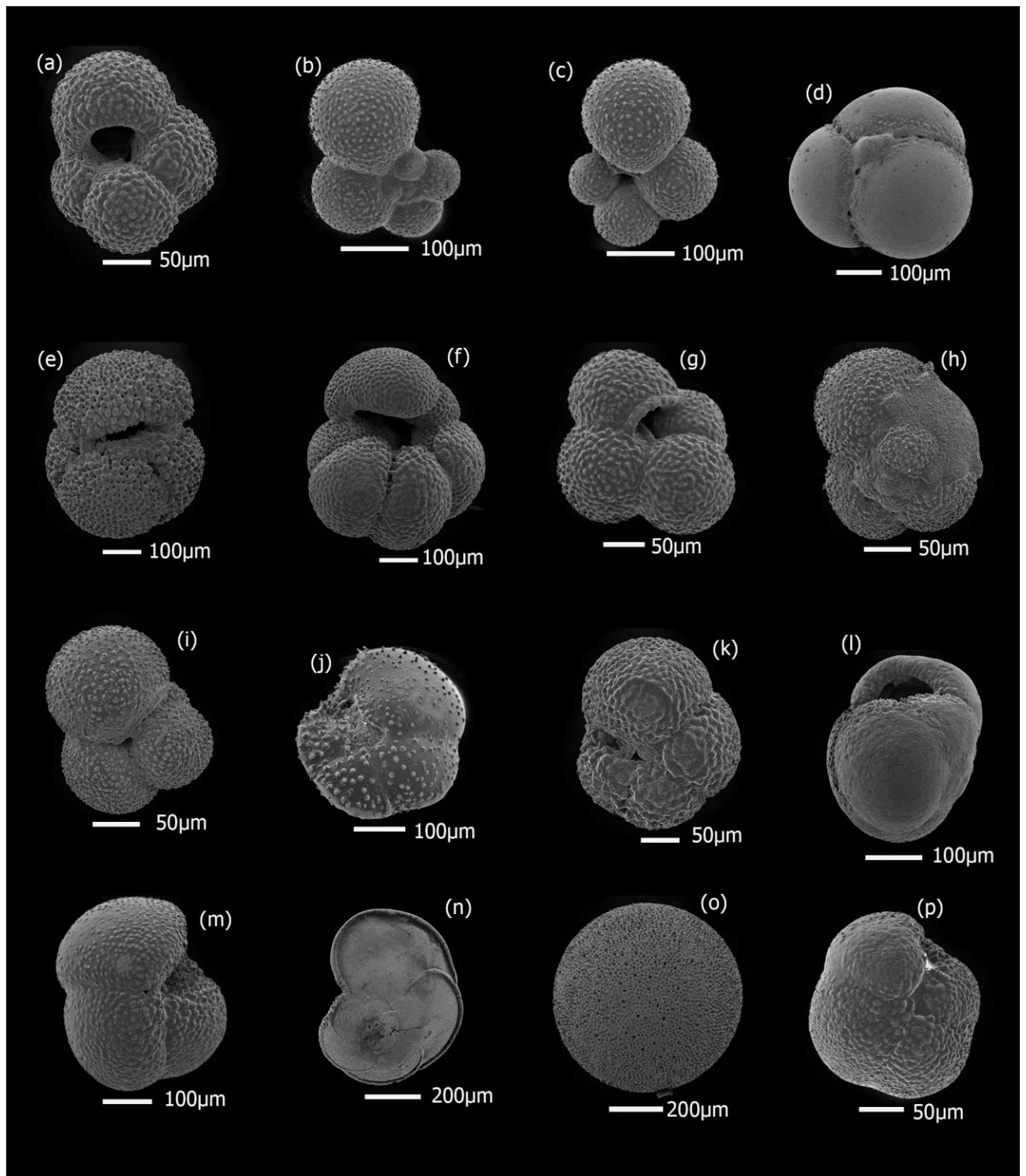
35.5	34.9	34.2	33.5	33.0	32.4	31.7	31.0	30.4	29.9	29.2	28.5	28	26.8	23.9	22.1	21.23	20.25	19.2	18.3	-
4.09	3.91	3.87	4.29	3.96	4.34	4.22	3.97	3.97	4.29	4.22	3.98	4.26	4.32	4.05	4.22	4.22	4.69	4.60	4.65	4.65
110	108	105	102	100	98	95	92	90	88	85	82	80	75	70	60	55	50	45	40	38
300	295	288	281	276	271	264	257	252	247	240	233	228	217	183	160	149	137	125	113	108
0.31	0.20	0	0	0	0.29	0.23	0	0.25	0	0	0	0.26	0	0	0.20	0.524	0	0.33	0	0.17
0.31	0	0.72	0	0	0.89	0.47	0.31	0	0	0	0	0	0	0	0.18	0	0.262	0	0	0
22.4	28.7	23.0	22.5	19.6	23.5	22.1	23.2	27.8	23.9	24.6	23.3	27.6	21.3	19.2	21.1	25.98	26.19	29.8	27.5	33.7
6.32	2.42	4.36	9.01	6.97	7.73	9.88	6.21	10.7	6.98	5.69	5.37	4.28	4.54	8.78	5.79	12.07	6.760	7.28	12.9	6.89
0.63	1.21	2.42	2.74	1.55	2.67	3.05	1.55	1.25	1.49	2.07	1.39	0.80	1.70	0.18	1.44	1.312	3.098	2.64	3.24	2.58
0.94	1.21	1.94	2.74	2.84	2.38	2.11	1.55	1.25	0.99	0.86	4.78	0.80	1.13	2.05	1.03	1.574	1.690	1.65	2.16	2.06
0.31	0.40	0	2.15	3.35	0.89	1.41	1.86	1.25	0.49	0.51	0.59	0.80	0.28	1.49	0.82	1.574	1.126	0	0.81	1.03
0.31	0	0	0.58	0.25	1.19	0.70	0.93	0.75	0.24	0.51	0	0.26	0.28	0.37	0.62	0.787	0.563	0	0.54	0.34
1.58	1.21	0.24	0.19	2.58	1.48	0.47	2.48	0	0.49	0.86	0.59	0.26	0.85	0.56	1.03	0.787	1.126	0.66	1.08	1.37
23.7	18.4	18.2	16.6	18.3	15.1	12.2	12.1	13.2	16.9	14.6	15.5	16.6	16.7	11.4	11.8	15.74	15.77	7.94	14.8	13.1
0.94	0.80	1.21	1.56	0.25	1.48	0.23	0	0	0.24	0.69	0.79	0	0.56	0.37	0.20	0	0	0	0.54	0.51
0.94	0.40	0.72	0.78	0.77	1.48	0.70	0.62	0.75	1.24	0.86	0.39	0.80	3.40	0.74	1.86	1.049	1.408	1.98	0.81	1.20
0	0	0	0	0	0	0.23	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.27	0
0.63	0.40	0.24	0	0	0.29	0	0	0.25	0	0.34	0	0	0	0	0	0	0	0.66	0	0
0	0	0	0.19	0.25	0	0.47	0	0.25	0.24	0.86	0.19	1.07	0.28	0.37	0.20	0	0.845	0.33	0.27	0.17
4.74	9.31	8.25	6.27	5.16	8.33	16	14.9	8.52	8.72	11.7	11.9	13.9	11.3	11.2	11.1	8.398	6.197	7.94	6.48	8.62
0.63	3.44	2.18	0.78	2.06	0.89	1.64	2.17	1.25	1.49	2.24	4.18	1.34	5.39	3.55	6.62	2.887	2.253	1.32	0.54	1.37
0	0.40	0.48	0.39	0.77	1.78	0.23	0.62	1.00	0.24	0.51	0.39	0.80	0.28	0	0	0	0.845	0	0	0
5.69	5.06	8.49	11.5	12.4	10.1	8.47	9.31	8.27	7.73	13.4	9.56	8.31	7.95	16.6	14.2	8.923	5.915	8.60	3.51	6.89
1.26	0.60	1.45	0.39	2.06	1.19	0.23	0.93	0.25	0.74	0.86	2.39	1.34	1.98	5.60	0.82	1.049	0.563	1.32	0.27	2.93
0.31	0.20	1.45	1.76	5.42	4.76	2.11	0.93	2.25	0.99	0.69	1.79	0.26	1.13	1.49	0.62	0.262	0.845	1.98	0.27	1.20
0.63	0.60	0.97	1.56	0.77	0	1.17	0.62	0.25	1.99	3.28	1.99	3.48	1.98	3.73	2.07	2.362	2.816	1.32	1.89	2.58
0.94	0.80	0.72	0.78	0.77	0.59	0.94	0.93	1.00	1.24	0.51	0.39	1.07	1.13	0.56	0.62	0.262	0.281	0	0.54	0.34
1.89	1.01	1.45	0.78	2.58	0	1.41	1.86	1.50	2.74	1.03	0.39	2.41	3.12	0.93	0.62	0.524	2.816	0.99	1.62	1.20
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0.29	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.33	0.27	0.17
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0.20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
24.3	22.8	21.3	16.4	11.1	12.2	13.4	16.7	17.7	19.7	12.6	13.1	12.6	13.9	10.4	16.5	13.64	18.02	22.5	19.1	10.8
0	0	0	0	0	0.29	0	0	0	0.99	0.34	0.79	0.80	0.56	0	0.41	0	0.563	0.33	0.27	0.51
4.4	3.2	1.3	5.6	14.7	10	5.2	4.3	7.5	2.4	3.8	2.8	2.3	2	8	1.1	2.5	8.7	9.5	6.7	14
23.5	23.6	31.9	23.4	16.9	14.5	16.1	15.9	12.1	10.6	6.91	9.22	10.1	9.28	6.79	6.21	9.29	5.84	9.85	9.3	11.0

40.4	39.2	38.0	36.7
4.31	4.27	4.31	4.01
130	125	120	115
347	335	323	311
0	0	0.24	0.31
0.71	0.62	0	0.31
28.5	19.7	19.4	19.1
5.70	5.95	2.95	7.23
1.18	2.82	2.95	1.57
0.71	2.50	0.24	1.88
0.71	0.62	0.49	2.20
0	0	0	0.62
0.71	0.31	0.98	0.31
15.2	20.6	35.9	24.8
1.42	0.94	1.72	2.83
1.66	3.13	2.21	1.57
0	0	0.24	0
0	2.82	0.49	0
0.23	0	0.24	0.62
16.6	8.77	5.66	8.49
2.61	2.50	1.23	4.08
0.47	0.31	0.24	0.31
2.13	4.70	3.69	6.60
2.37	0.62	0.24	0.62
0	0.31	0.49	0.62
2.85	0.94	0.24	0.94
0.47	0.31	0.73	0.62
1.18	0.62	2.95	0.62
0	0	0	0
0	0	0	0
0	0	0	0
0	0	0	0
13.3	20.6	16.2	13.5
1.18	0	0	0
7.7	0	2.2	0
59.7	53.0	29.0	29.8

Anexo B: Fotomicrografias em Microscópio Eletrônico de Varredura de várias espécies e morfotipos de foraminíferos planctônicos, (a) *Globigerina bulloides*, (b) e (c) *Globigerinella calida*, (d) *Candeina nitida*, (e) *Globigerinoides conglobatus*, (f) *Neogloboquadrina dutertrei*, (g) *Globigerina falconensis*, (h) e (i) *Globigerinita glutinata*, (j) *Globorotalia hirsuta*, (k) *Neogloboquadrina incompta*, (l) e (m) *Globorotalia inflata*, (n) *Globorotalia menardii*, (o) *Orbulina universa*, e (p) *Neogloboquadrina pachyderma*.

Anexo C: Fotomicrografias em Microscópio Eletrônico de Varredura de várias espécies e morfotipos de foraminíferos planctônicos, (a) *Pulleniatina obliquiloculata*, (b) *Turborotalita humilis*, (c) e (d) *Globigerinoides ruber*, (e) *Globoturborotalita rubescens*, (f) *Trilobatus sacculifer* (com saco), (g) *Globorotalia scitula*, (h) *Globigerinella siphonifera*, (i) *Globoturborotalita tenella*, (j) *Trilobatus sacculifer* (sem saco), (k) *Globorotalia truncatulinoides* (dex), (l) e (m) *Globorotalia truncatulinoides* (lev), (n) *Globorotalia tumida* e o gênero de foraminífero bentônico (o) *Uvigerina*.

Anexo B



Anexo C

