Mariana Oliva Tomazella

Construção de perfis compostos de teor de carbonato de cálcio e de susceptibilidade magnética para o Quaternário da Bacia de Santos

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, Programa de Oceanografia, área de Oceanografia Geológica.

Orientadora: Prof.^a Dra. Karen Badaraco Costa

Universidade de São Paulo Instituto Oceanográfico

Construção de perfis compostos de teor de carbonato de cálcio e de susceptibilidade magnética para o Quaternário da Bacia de Santos

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, Programa de Oceanografia, área de Oceanografia Geológica.

Julgada em ____/___/

Prof(a). Dr(a).

Prof(a). Dr(a).

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Conceito

Conceito

São Paulo

2019

Agradecimentos

Existem muitas pessoas a quem eu gostaria de agradecer infinitamente pela realização deste trabalho e pela contribuição, seja ela qual for, durante minha caminhada.

Primeiramente, gostaria de agradecer aos meus maiores exemplos, meus pais Aderito e Maria Helena, por todo esforço, incentivo e paciência que tiveram para que eu pudesse estudar. Palavras jamais vão conseguir expressar o quanto eu sou agradecida por vocês serem meus pais. A minha grande irmã Marina, pelas infinitas ajudas e conselhos nos momentos de dificuldade.

A minha orientadora Karen, ao Prof. Felipe e a todo pessoal que conheci no LaPAS, meu eterno obrigada por me acolherem e me ensinarem tanto.

As pessoas que de alguma forma colaboraram para que a construção desta dissertação fosse possível, principalmente Guilherme, Marcelo e Sayuri, Danilo, muito obrigada pelo apoio.

A todos meus amigos, alguns mais próximos outros nem tanto, mas todos com sua importância e um lugar especial na minha vida. Obrigada a todos pelas muitas risadas, pelos bons momentos, os nem tão bons assim e por tantas histórias que eu vou carregar guardadas comigo o resto da vida.

Não poderia deixar de falar dos meus times de Futsal e Rugby, vocês proporcionaram os melhores treinos possíveis, os dias com certeza ficavam mais leves quando treinamos. Os melhores jogos, derrotas, vitórias, açaís e hot dogs. Incrível as amizades que podemos fazer devido a um esporte.

E por último, porém muito especial, meu agradecimento ao meu namorado Guilherme, meu maior confidente, melhor amigo. Nunca deixe de ter paciência comigo e de acreditar em mim...=].

E o meu agradecimento a CAPES, pelo apoio financeiro, também essencial a realização deste trabalho.

"O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001"

Resumo

O estabelecimento da cronologia é essencial nos estudos paleoceanográficos e paleoclimáticos. Ao longo dos anos, diferentes métodos cronológicos foram desenvolvidos, entretanto, a maioria das ferramentas existentes dispensam muito tempo de execução e/ou tem alto custo financeiro. O objetivo deste trabalho foi construir perfis compostos de teor de carbonato de cálcio e de susceptibilidade magnética para os últimos 1650 ka (Quaternário) que possam ser utilizados como ferramenta auxiliar na obtenção de idades relativas para amostras de idades desconhecidas, através da correlação de perfis de teor de carbonato de cálcio e susceptibilidade magnética com o perfil composto dos parâmetros alvo. Para a construção dos perfis compostos, foram utilizados sete testemunhos localizados na Bacia de Santos, que abrangem diferentes intervalos de idade, mas que somados compreendem os últimos 1650 ka. Foram desenvolvidos dois métodos para a criação dos perfis compostos (Métodos 1 e 2). O perfil composto gerado pelo Método 1 foi o que melhor preservou as variações dos perfis base dos sete testemunhos utilizados e o que menos apresentou possíveis falhas ou erros. Ao longo dos resultados e das discussões observou-se algumas limitações em relação aos perfis compostos de teor de carbonato de cálcio e susceptibilidade magnética, principalmente relacionados a resolução dos dados. Entretanto, a aplicabilidade dos perfis compostos gerados foi testada e, de modo geral, os perfis foram capazes de determinar de maneira eficiente AS idades relativas para testemunhos adicionais também da Bacia de Santos. Assim sendo, ressalva-se aqui a necessidade de aperfeiçoamento dos perfis compostos em relação à resolução dos dados, através da utilização de um maior número de testemunhos, bem como testemunhos que abranjam o mesmo intervalo de idade.

Palavras chave: perfil composto, carbonato de cálcio, susceptibilidade magnética, Bacia de Santos, bioestratigrafia.

Abstract

The establishment of chronology is essential in paleoceanographic and paleoclimatic studies. Over the years, different chronological methods have been developed, however, most existing tools require a lot of time and/or have a high financial cost. The objective of this study was to construct composite profiles of calcium carbonate content and magnetic susceptibility for the last 1650 ka (Quaternary) that can be used as an auxiliary tool to obtain relative ages for samples of unknown ages, through the correlation of calcium carbonate content and magnetic susceptibility with the composite profile of the target parameters. For the construction of composite profiles, seven piston cores were used, located in the Santos Basin, which cover different age ranges but which together comprise the last 1650 ka. Two methods were developed TO construct composite profiles (Methods 1 and 2). The composite profile generated by Method 1 was the one that preserved the variations of the base profiles of the seven cores used and the one that presented the least possible errors. Throughout the results and the discussions some limitations were observed in relation to the composite profiles of calcium carbonate content and magnetic susceptibility, mainly related to the data resolution. However, the applicability of the generated composite profiles was tested and, in general, the profiles were able to efficiently determine ages of additional piston cores in Santos Basin. therefore, is still necessary to improve the data resolution of composite profiles, through the use of a larger number of cores, as well as cores that cover the same age range.

Key words: composite profile, calcium carbonate, magnetic susceptibility, Santos Basin, biostratigraphy.

Sumário

1.	In	ntrodução1					
2.	Ol	Objetivos					
	2.1	Objetivos específicos	3				
3.	Ju	stificativa	4				
4.	Er	nbasamento Teórico	4				
	4.1	Bioestratigrafia	4				
	4.2	Carbonato de Cálcio	8				
	Pr	ofundidade de compensação da calcita	10				
	4.3	Susceptibilidade Magnética	11				
	4.4	Perfil Composto	12				
5.	Áı	ea de Estudo	12				
	5.1	Caracterização Geológica	13				
	5.2	Caracterização Oceanográfica	15				
6.	М	aterial e Métodos	17				
	6.1	Testemunhos	17				
	6.2	Litologia	18				
	6.3	Bioestratigrafia de foraminíferos	22				
	6.4	Susceptibilidade magnética	23				
	6.5	Amostragem dos testemunhos	23				
	6.6	Teor de carbonato de cálcio	24				
	6.7	Cronologia	26				
	6.8	Construção dos Perfis Compostos	26				
	Μ	étodo 1	27				
	Μ	étodo 2	27				
7.	Re	esultados	28				
	7.1	Litologia	28				
	7.2	Arcabouço bioestratigráfico	33				
	7.3	Modelos de idades	38				
	Co	om base em Isótopos de Oxigênio e datações ¹⁴ C: GL's 1090, 852, 854, 1109.	38				
	Com base na Bioestratigrafia: GL's 1102, 1099, 1105						
	7.4	Variação do teor de carbonato de cálcio e da Susceptibilidade magnética ao					
	longe	o do tempo	48				

	GL-1109	48
	GL-1090	49
	GL-852	50
	GL-854	51
	GL-1105	52
	GL-1099	53
	GL-1102	54
7. cá	5 Correlação dos dados de susceptibilidade magnética e do teor de carbonato ilcio 55	de
7.	6 Construção dos Perfis Compostos	56
	Método 1	56
	Método 2	61
8.	Discussão	66
9.	Conclusão	98
10.	Referências	. 100

Lista de Figuras

Figura 1: Tabela Cronoestratigráfica Internacional, com destaque para o período
Quaternário (modificada de Cohen et al., 2013) 1
Figura 2: Espécies de foraminíferos planctônicos do plexo menardii utilizadas para o
zoneamento bioestratigráfico do Quaternário da Bacia de Santos. A-C, Globorotalia
menardii menardii; D-E, Globorotalia fimbriata; F-H, Globorotalia tumida; I-J 5
Figura 3: Distribuição estratigráfica quantitativa de foraminíferos planctônicos do <i>plexo</i>
menardii para o Quaternário das bacias marginais do Sudeste brasileiro (modificado de
Vicalvi, 2009)
Figura 4: Espécie de foraminífero planctônico Pulleniatina obliquiloculatado utilizado
para o estabelecimento do <i>Datum Pulleniatina</i> na Bacia de Santos. Escalas = $100 \mu m$.
(modificado de Ferreira <i>et al</i> , 2012)7
Figura 5: Profundidades de saturação da calcita e da aragonita para o oceano Atlântico
Sul (retirado de Petró et al., 2016) 10
Figura 6: Localização da Bacia de Santos bem como seus limites inferior e superior
(modificado de Moreira et al., 2005)
Figura 7: Diagrama TS esquematizando a distribuição de massas de água construída
através do ODV (Ocean Data View)
Figura 8: Ilustração simplificada de como funciona o equilíbrio do sistema carbonato
nos oceanos. Nota: nos oceanos, modificações nas proporções entre o CO ₂ , HCO ₃ ⁻ e

CO3-2 alteram o pH da água, o contrário não é verdadeiro, como pode estar sugerindo o	
gráfico. (Modificado de Zeebe & Wolf-Gladrow, 2001) 1	6
Figura 9: Localização dos testemunhos com dados batimétricos e bacias de drenagem	
continental	7
Figura 10: Fotografia das seções do testemunho GL-1109, com indicação da	
profundidade (em cm) de topo de cada seção1	9
Figura 11: Fotografia das seções do testemunho GL-1090 com indicação da	
profundidade (em cm) de topo de cada seção1	9
Figura 12: Fotografia das seções do testemunho GL-852 com indicação da profundidad	e
(em cm) de topo de cada seção2	0
Figura 13: Fotografia das seções do testemunho GL-854 com indicação da profundidad	e
(em cm) de topo de cada seção2	0
Figura 14: Fotografia das seções do testemunho GL-1105 com indicação da	
profundidade (em cm) de topo de cada seção 2	1
Figura 15: Fotografia das seções do testemunho GL-1099 com indicação da	
profundidade (em cm) de topo de cada seção 2	1
Figura 16: Fotografia das seções do testemunho GL-1102 com indicação da	
profundidade (em cm) de topo de cada seção 2	2
Figura 17: Fluxograma dos procedimentos laboratoriais para determinação do teor de	
carbonato de cálcio nas amostras2	5
Figura 18: Descrição litológica. Dados brutos de teor de CaCO ₃ e susceptibilidade	
magnética do testemunho GL-11092	9
Figura 19: Descrição litológica. Dados brutos de teor de CaCO ₃ e susceptibilidade	
magnética do testemunho GL-1090	0
Figura 20: Descrição litológica. Dados brutos de teor de CaCO ₃ e susceptibilidade	
magnética do testemunho GL-852	0
Figura 21: Descrição litológica. Dados brutos de teor de CaCO ₃ e susceptibilidade	
magnética do testemunho GL-854 3	1
Figura 22:Descrição litológica. Dados brutos de teor de CaCO3 e susceptibilidade	
magnética do testemunho GL-1105 3	1
Figura 23: Descrição litológica. Dados brutos de teor de CaCO ₃ e susceptibilidade	
magnética do testemunho GL-1099	2
Figura 24: Descrição litológica. Dados brutos de teor de CaCO ₃ e susceptibilidade	
magnética do testemunho GL-1102	2
Figura 25: Figura apresentando a correlação visual entre as biozonas de cada	
testemunho	7
Figura 26: Modelo de idade do testemunho GL-1090, com base em isótopos de oxigêni	0
em foraminíferos bentônicos. (Santos et al., 2017)	8
Figura 27: Modelo de idade dos testemunhos GL-852 e 854, com base em isótopos de	
oxigênio em foraminíferos bentônicos. (Toledo et al., 2016)	9
Figura 28: Modelo de idade e taxa de sedimentação para o testemunho GL-1109. A	
curva vermelha representa a taxa de sedimentação e a curva preta o modelo de idade	
com barras de erro com incerteza de 2 sigma para cada datação. (Hirama, 2018) 3	9

Figura 29: Figura comparando descrição por presença e ausência (linha azul) com a	
análise quantitativa (linha laranja)	. 41
Figura 30: Modelos de idade do testemunho GL-1109 obtido através da Bioestratigra	fia
(A) e Isótopos de oxigênio (B).	. 42
Figura 31: Modelos de idade do testemunho GL-1090 obtido através da Bioestratigra	fia
(A) e Isótopos de oxigênio (B).	. 43
Figura 32: Modelos de idade do testemunho GL-852 obtido através da Bioestratigrafi	a
(A) e Isótopos de oxigênio (B).	. 43
Figura 33: Modelos de idade do testemunho GL-854 obtido através da Bioestratigrafi	a
(A) e Isótopos de oxigênio (B).	. 44
Figura 34: Modelo de idade do testemunho GL-1105 obtido através da Bioestratigrafi	ia.
Figura 35: Modelo de idade do testemunho GL-1099 obtido através da Bioestratigrafi	. 44 ia.
	. 45
Figura 36: Modelo de idade do testemunho GL-1102 obtido atraves da Bioestratigrafi	1a. 15
Figura 37: Correlação gráfica entre os modelos de idade para o testemunho GL-1090.	. A
reta de regressão linear está representada pela linha mais clara	. 46
Figura 38: Correlação gráfica entre os modelos de idade para o testemunho GL-854	Δ
reta de regressão linear está representada pela linha mais clara	46
Figure 30: Correlação gréfica entre os modelos de idade para o testemunho GL 852	Λ Λ
rate de regressão linear esté representade pelo linho meio elero	л 17
Figure 40: Correleção gráfico entre os modelos de idade para e testemunho CL 1100	.4/
Figura 40. Correlação granca entre os modelos de idade para o testemumo GL-1109.	. A
reta de regressao linear esta representada pela linna mais clara	. 47
Figura 41: Variação dos teores de CaCO ₃ e Susceptibilidade magnética, ao longo do	
tempo, para o testemunho GL-1109. Em destaque as Biozonas obtidas através da	
bioestratigrafia	. 49
Figura 42: Variação dos teores de CaCO ₃ e Susceptibilidade magnética, ao longo do	
tempo, para o testemunho GL-1090. Em destaque as Biozonas obtidas através da	
bioestratigrafia	. 50
Figura 43: Variação dos teores de CaCO ₃ e Susceptibilidade magnética, ao longo do	
tempo, para o testemunho GL-852. Em destaque as Biozonas obtidas através da	
bioestratigrafia	. 51
Figura 44: Variação dos teores de CaCO ₃ e Susceptibilidade magnética, ao longo do	
tempo, para o testemunho GL-854. Em destaque as Biozonas obtidas através da	
bioestratigrafia.	. 52
Figura 45: Variação dos teores de CaCO ₃ e Susceptibilidade magnética, ao longo do	
tempo, para o testemunho GL-1105. Em destaque as Biozonas obtidas através da	
hioestratiorafia	53
Figure 16: Variação dos teores de CaCOs e Suscentibilidade magnética, ao longo do	
tampo, para o testamunho GL 1000 Em destaque as Piozones obtidas através de	
bioestrotigrafia	5 1
Dioestrangrana	. 34

Figura 47: Variação dos teores de CaCO ₃ e Susceptibilidade magnética, ao longo do	
tempo, para o testemunho GL-1102. Em destaque as Biozonas obtidas através da	
bioestratigrafia	55
Figura 48: Dados de saída gerados pela rotina do Método 1 para o CaCO ₃ . Eixo X:	
Idade (ka). Eixo Y: CaCO ₃ (%).	57
Figura 49: Dados de saída gerados pela rotina do Método 1 para a Susceptibilidade	
magnética (notar que o eixo vertical não está invertido como foi apresentado nas figura	as
anteriores). Eixo X: Idade (ka). Eixo Y: Susceptibilidade magnética (SIx10 ⁻⁵)	57
Figura 50: Perfil composto gerado pelo Método 1 para o CaCO ₃ (p1-p14 são picos de	
altos valores e c1-c13 são cavas de baixos valores de CaCO ₃)	59
Figura 51: Perfil composto gerado pelo Método 1 para a susceptibilidade magnética.	
(p1-p9 são picos de altos valores e c1-c10 são cavas de baixos valores de	
susceptibilidade magnética)	60
Figura 52: Primeira saída gerada pela rotina do Método 2 para o CaCO ₃ . Eixo X: Idade	е
(ka). Eixo Y: CaCO ₃ (%)	61
Figura 53: Primeira saída gerada pela rotina do Método 2 para a Susceptibilidade	
magnética. Eixo X: Idade (ka). Eixo Y: Susceptibilidade magnética (SIx10 ⁻⁵)	62
Figura 54: Saída final gerada pela rotina do Método 2 para o CaCO ₃ . Eixo X: Idade	
(ka). Eixo Y: CaCO ₃ (%)	62
Figura 55: Saída final gerada pela rotina do Método 2 para a Susceptibilidade	
magnética. Eixo X: Idade (ka). Eixo Y: Susceptibilidade magnética (SIx10 ⁻⁵)	63
Figura 56: Perfil composto do teor de CaCO ₃ gerado pelo Método 2. (p1-p9 são picos	
de altos valores e c1-c9 são cavas de baixos valores de CaCO ₃)	64
Figura 57: Perfil composto de susceptibilidade magnética gerado pelo Método 2. (p1-	
p10 são picos de altos valores e c1-c13 são cavas de baixos valores de susceptibilidade	3
magnética)	65
Figura 58: Zoom na saída do programa do Método 1 para os dados de CaCO3mostrand	lo
o "efeito de borda". No eixo X temos idades e no Y teor de CaCO ₃	67
Figura 59: Zoom na saída do programa do Método 1 para os dados de susceptibilidade	;
magnética mostrando o "efeito de borda". No eixo X temos idades e no Y	
susceptibilidade magnética	67
Figura 60: Relação entre todos os perfis de teor de CaCO ₃ de todos testemunhos	
utilizados bem como apresentação conjunta dos perfis compostos gerados pelos	
métodos 1 e 2	69
Figura 61: Relação entre todos os perfis de Susceptibilidade magnética de todos	
testemunhos utilizados bem como apresentação conjunta dos perfis compostos gerados	S
pelos métodos 1 e 2.	70
Figura 62: Eventos climáticos de curta duração evidenciados	74
Figura 63: Comparação gráfica entre os perfis compostos gerados de CaCO3 e	
Susceptibilidade magnética(valores em ordem inversa) com o perfil LR04 de Lisiecki	&
Raymo (2005). Na curva LR04 estão numerados os estágios isotópicos marinhos 7	76
Figura 64: Exemplo de variação do teor de CaCO3 e da Susceptibilidade magnética	
(testemunho GL-854) durante os ciclos glaciais (números pares na curva LR04) e	
interglaciais (números impares na curva LR04)	79

Figura 65: Comparação entre diferentes curvas de testemunhos localizados na bacia de Figura 66: Comparação entre diferentes curvas de testemunhos localizados na bacia de santos e em outras bacias com o perfil composto de Susceptibilidade magnética....... 84 Figura 67: Perfis compostos de carbonato de cálcio e susceptibilidade magnética com Figura 68: Correlação gráfica para determinação da base do testemunho GL-852 através Figura 69: Correlação gráfica para determinação da base do testemunho GL-852 através Figura 70: Correlação gráfica para determinação da base do testemunho GL-854 através Figura 71: Correlação gráfica para determinação da base do testemunho GL-854 através Figura 72: Correlação gráfica para determinação do topo do testemunho GL-1090 Figura 73: Correlação gráfica para determinação do topo do testemunho GL-1099 Figura 74: Correlação gráfica para determinação do topo do testemunho GL-1099 Figura 75: Correlação gráfica para determinação do topo do testemunho GL-1102 Figura 76: Correlação gráfica para determinação do topo do testemunho GL-1102

Lista de Tabelas

Tabela 1: Idades das biozonas segundo Vicalvi (1999; 2009) e Costa <i>et al.</i> (2018) 8
Tabela 2: Localização dos testemunhos bem como profundidade de coleta, recuperação
total e dados pré-existentes
Tabela 3: Classificação das litofácies 22
Tabela 4: Relação dos dados bioestratigráficos de cada testemunho
Tabela 5: Bioestratigrafia estabelecida através do biozoneamento de foraminíferos
planctônicos para o testemunho GL-1109
Tabela 6: Bioestratigrafia estabelecida através do biozoneamento de foraminíferos
planctônicos para o testemunho GL-1090 34
Tabela 7: Bioestratigrafia estabelecida através do biozoneamento de foraminíferos
planctônicos para o testemunho GL-852 34
Tabela 8: Bioestratigrafia estabelecida através do biozoneamento de foraminíferos
planctônicos para o testemunho GL-854
Tabela 9: Bioestratigrafia estabelecida através do biozoneamento de foraminíferos
planctônicos para o testemunho GL-1105

Tabela 10: Bioestratigrafia estabelecida através do biozoneamento de foraminíferos	
planctônicos para o testemunho GL-1099.	35
Tabela 11: Bioestratigrafia estabelecida através do biozoneamento de foraminíferos	
planctônicos para o testemunho GL-1102	36
Tabela 12: Limites das biozonas do testemunho GL-852	40
Tabela 13: Limites das biozonas do testemunho GL-854	40
Tabela 14: Resultado matriz correlação entre os modelos de idades	48
Tabela 15: Correlação entre CaCO ₃ e Susceptibilidade magnética para cada um dos	
testemunhos	56
Tabela 16: Testemunhos extras utilizados no teste de alinhamento com os perfis	
compostos de CaCO3 e Susceptibilidade magnética.	80
Tabela 17: Idades de topo/base dos testemunhos estabelecidas através da correlação	
gráfica com os perfis compostos de carbonato de cálcio e susceptibilidade magnética	e
isótopos de oxigênio	98

1. Introdução

Com duração de 2,58 milhões de anos, o Quaternário representa o período geológico mais recente (Figura 1), e está subdividido em duas épocas distintas: o Pleistoceno, entre 2,58 Ma e 0,0117 Ma, e o Holoceno de 0,0117 Ma ao presente (Souza, 2005; Cohen *et al.*, 2013; Horn *et al.*, 2014).

Durante o Quaternário ocorreram diversas variações entre períodos glaciais, marcados por temperaturas globais mais frias, e interglaciais com temperaturas semelhantes às atuais (Van Andel, 1992; Suguio, 2017). Ocorreram pelo menos dezesseis glaciações, sendo que, em cinco delas, o autor observou uma duração de 100 ka seguidas de interglaciações que duraram 20 ka. Intervalos de idade possivelmente relacionados aso ciclos de obliquidade e precessão descritos por Milankovitch (Salgado-Labouriau, 1994; Lisiecki & Raymo, 2005).



Figura 1: Tabela Cronoestratigráfica Internacional, com destaque para o período Quaternário (modificada de Cohen *et al.*, 2013).

As variações entre períodos glaciais e interglaciais geram mudanças ambientais globais, essas mudanças podem ficar gravadas nos registros sedimentares e eventualmente possibilitam a reconstituição do comportamento ambiental no passado através do estudo de parâmetros físicos, químicos e biológicos com diferentes graus de precisão. (Suguio, 1998; Horn *et al.*, 2014).

Uma das propriedades químicas é o teor de carbonato de cálcio no sedimento. A relação entre o teor de carbonato de cálcio e os ciclos temporais é geralmente explicada pelo impacto das variações glaciais/interglaciais na preservação do carbonato de cálcio (Schmieder *et al.*, 2000). Alterações na taxa de insolação, devido às variações orbitais (Ciclos de Milankovitch), são tidas como causadoras do estabelecimento desses períodos glaciais (Imbrie *et al.*, 1984). Desse modo, a variações temporais resultantes dos Ciclos de Milankovitch.

Uma dessas propriedades físicas é a susceptibilidade magnética. Muitos dos registros de susceptibilidade magnética em sedimentos marinhos revelam informações sobre os Ciclos de Milankovitch, e em alguns casos relação com as curvas de isótopos de oxigênio, isótopos de carbono e o teor de carbonato de cálcio. A relação entre a susceptibilidade magnética e os ciclos temporais é geralmente explicada pelo impacto das variações climáticas sobre os fluxos de materiais magnéticos e por material biogênico não magnético para o sedimento marinho (Von Dobeneck & Schmieder, 1999). Assim sendo, a susceptibilidade magnética é uma função das concentrações desses materiais não magnéticos e magnéticos no sedimento.

De acordo com (Thompson & Oldfield, 1986) a maior parte do material magnético é composta por magnetita, que chega ao leito oceânico como parte do aporte de material terrígeno. Portanto, na maioria dos casos, os dados de susceptibilidade magnética mostram a relação entre materiais litogênicos e biogênicos.

Assim sendo, alterações na dissolução do carbonato de cálcio, aporte de material terrígeno e diluição do material terrígeno devido à produção de carbonato de cálcio ou uma combinação dos três podem influenciar na variabilidade dos registros da susceptibilidade magnética. Sabendo que estes três fatores (dissolução, aporte e diluição) são controlados por processos climáticos, supõem-se que a variação da susceptibilidade magnética também será, podendo assim ser ajustada como um registro das variações orbitais (Ciclos de Milankovitch) e adicionalmente ajudando em reconstruções paleoceanográficas através de sua relação com o carbonato de cálcio (Shimieder, 2003)

2

Determinar a cronologia nos sedimentos marinhos é essencial para entendermos a dinâmica dos processos paleoceanográficos registrados, sendo a análise dos isótopos de oxigênio o *proxy* mais utilizado para se determinar os ciclos temporais (Shimieder, 2003). Outro método alternativo, comumente utilizado antes do advento dos isótopos de oxigênio é, por exemplo, o biozoneamento por foraminífero planctônico.

As análises de isótopos de oxigênio bem como a análise bioestratigráfica exigem uma demanda laboratorial muito elevada o que, por sua vez, aumenta o custo e o tempo para realização da análise. Desse modo, a procura por novas estratégias de datação tornouse popular e se demostraram eficientes (Langereis & Dekkers, 1999). Uma alternativa a ser utilizada para obtenção da cronologia são as propriedades químicas e físicas dos sedimentos, obtidas de maneira relativamente rápida e com uma resolução estratigráfica alta.

2. Objetivos

O objetivo principal deste estudo é construir dois perfis compostos, um de teor de carbonato de cálcio e outro de susceptibilidade magnética para os últimos 1650 ka (Quaternário) com base em sete testemunhos localizados na Bacia de Santos.

Isto oferece uma excelente oportunidade de verificar se o padrão de distribuição do carbonato de cálcio e da susceptibilidade magnética podem ser utilizados para estabelecer estimativas de idade relativa dos sedimentos, nesta região, quando outras ferramentas cronoestratigráficas estão ausentes.

2.1 Objetivos específicos

Tendo como foco atingir o objetivo principal, as seguintes questões serão abordadas neste trabalho:

- A variação do teor de carbonato de cálcio e da susceptibilidade magnética é similar entre testemunhos com a mesma idade, de modo a possibilitar a construção de um perfil composto ao longo do tempo?
- A variação do teor de carbonato de cálcio é sincrônica com as variações da susceptibilidade magnética ao longo do tempo?
- As variações do teor de carbonato de cálcio e da susceptibilidade magnética ao longo do tempo são sincrônicas com os intervalos glaciais/interglaciais

globais, observados através dos dados de isótopos de oxigênio da curva padrão (LR04)?

3. Justificativa

A cronologia de um testemunho é essencial para análises paleoceanográficas. Neste contexto, o presente trabalho torna-se uma importante contribuição, uma vez que pretende apresentar um método alternativo para determinação da cronologia relativa de sedimentos de testemunhos com idades superiores a aproximadamente 40 ka (limite do método radiométrico de radiocarbono) para a Bacia de Santos e principalmente entre ~150-500 ka (limites da biozona V) onde a cronologia com base somente na bioestratigrafia não permite um refinamento adequado.

A maioria dos modelos de idade utilizados para sedimentos mais antigos que 40ka são gerados pela correlação de registros isotópicos (¹⁸O e ¹⁶O em foraminíferos) com perfis orbitais alvo (Imbrie *et al.*, 1984; Shackleton *et al.*, 1990; Lisiecki & Raymo, 2005). No entanto, na ausência de dados isotópicos, outros parâmetros sedimentares, como teor de carbonato de cálcio e susceptibilidade magnética podem ser aplicados com sucesso para este fim numa mesma bacia sedimentar (Shackleton *et al.*, 1995; Bickert *et al.*, 1997; Ortiz & Pandolfi, 1999; Von Dobeneck & Schmieder, 1999; Grützner *et al.*, 2002; Shimieder, 2003). Sendo assim, o teor de carbonato de cálcio e a susceptibilidade sedimentar eficientes e mais acessíveis para determinação de cronologias relativas, bem como para o estabelecimento de correlação estratigráfica/litológica entre testemunhos.

4. Embasamento Teórico

4.1 Bioestratigrafia

Bioestratigrafia é um ramo da estratigrafia, na qual, a idade da camada geológica é definida pelo tipo ou espécies de fósseis que são encontrados nesta camada.

Na bioestratigrafia, a alternância entre intervalos glaciais/interglaciais, pode ser estabelecida através dos zoneamentos de foraminíferos planctônicos, devido as preferencias climáticas das diferentes espécies. Os períodos Holoceno e Pleistoceno são determinados através do biozoneamento (e.g. variações na abundância e ocorrência) destas espécies. (Sanjinés *et al.*, 2003).

Schott (1935, apud Ericson & Wollin (1968)) foi o primeiro a propor que os ciclos glaciais geram oscilações nas populações do foraminífero planctônico plexo menardii (G. menardii, G. tumida, G. tumida flexuosa e G. fimbriata) (Figura 2) vem sofrendo oscilações no Oceano Atlântico em sincronia com os ciclos glaciais. Posteriormente, estudos de novos autores reportaram que durante os períodos glaciais esta espécie é rara ou ausente aumentando sua população durante os intervalos interglaciais (Martinez et al., 2007; Berger & Vincent, 1986; Ericson & Wollin 1956, 1968.). Antes da consolidação da técnica de estratigrafia isotópica em 1980 as abundâncias de G. menardii ao longo de um testemunho eram comumente usadas para interpretar variações entre os períodos glaciais e interglaciais (Damuth, 1975; Ruddiman & McIntyre, 1979; Balsam, 1981; Curry & Lohmann, 1982; Shackleton & Hall, 1984). Atualmente as oscilações na abundância relativa de G. menardii ainda fornecem um valioso instrumento para o estabelecimento estratigráfico do Pleistoceno (Martinez et al., op cit; Vicalvi, 1999, Ferreira et al., 2012, Hall & Chan, 2004). Porém, Costa et al. (2018) mostram que a persistente ausência do plexo menardii não é sinônimo de períodos glaciais, do mesmo modo que sua abundância não implica na identificação períodos interglaciais. Apesar disso, as flutuações na abundância relativa do plexo menardii ainda fornecem um valioso instrumento para o estabelecimento estratigráfico do Pleistoceno em primeiro momento (Vicalvi, 1999, Ferreira et al., 2012, Hall & Chan, 2004; Costa et al. 2018).



Figura 2: Espécies de foraminíferos planctônicos do plexo menardii utilizadas para o zoneamento bioestratigráfico do Quaternário da Bacia de Santos. A-C, *Globorotalia menardii menardii*; D-E, *Globorotalia fimbriata*; F-H, *Globorotalia tumida*; I-J.

O biozoneamento utilizando foraminíferos planctônicos do *plexo menardii* é composto por 10 biozonas identificadas com letras do alfabeto no sentido inverso (de Q a Z) na qual, Z representa a biozona mais recente (Holoceno) e Q a mais antiga (início do Pleistoceno; Figura 3). As biozonas Q, S, U, W e Y são identificadas pela escassez ou ausência do *plexo menardii*, já as biozonas R, T, V, X e Z, ao contrário, são identificadas pela presença das espécies que compõem o *plexo menardii*



Figura 3: Distribuição estratigráfica quantitativa de foraminíferos planctônicos do *plexo menardii* para o Quaternário das bacias marginais do Sudeste brasileiro (modificado de Vicalvi, 2009).

As biozonas Q, S, U, W e Y são identificadas pela escassez ou ausência do *plexo menardii*, já as biozonas R, T, V, X e Z, ao contrário, são identificadas pela presença das espécies que compõem o *plexo menardii*. Somado ao biozoneamento do plexo menardii existem outros eventos bioestratigráficos regionais que podem ser usados, como é o caso da periodicidade da presença e ausência do gênero *Pulleniatina*, mais especificamente da espécie *P. obliquiloculata* (Figura 4). Em 1978, Prell & Damuth definiram o *datum de Pulleniatina*, através da presença e ausência do gênero, controlada por eventos climáticos, nos últimos 75 ka, sendo um desses eventos o desaparecimento da espécie a aproximadamente 40 ka, dentro da Zona Y.



Figura 4: Espécie de foraminífero planctônico *Pulleniatina obliquiloculatado* utilizado para o estabelecimento do *Datum Pulleniatina* na Bacia de Santos. Escalas = 100 µm. (modificado de Ferreira *et al*, 2012).

Costa *et al.* (2018) efetuaram um refinamento bioestratigráfico de foraminíferos planctônicos do *plexo menardii* em vários testemunhos (inclusive 2 deles serão utilizados no presente estudo) para o Quaternário superior na Bacia de Santos onde fazem uma descrição sobre a utilização deste biozoneamento na área de estudo (Tabela 1). Deste modo, o texto abaixo é uma compilação de Costa *et al.* (2018).

O oeste do Atlântico Sul, especificamente a margem continental brasileira, carece de resolução e registros contínuos que permitem o desenvolvimento de um arcabouço bioestratigráfico com razoável resolução e controle cronológico. Uma estrutura estratigráfica robusta é importante para inferir mudanças nos padrões de sedimentação e na continuidade dos registros, a fim de apoiar estudos paleoceanográficos e também pesquisas setoriais. A maioria dos estudos anteriores no oeste do Atlântico Sul reconheceu apenas as biozonas W a Z. No entanto, a maioria desses estudos não é cronologicamente calibrada, eles adotam as idades de limite de zonas/subzonas estabelecidas por estudos anteriores de diferentes localizações geográficas e ambientes.

Segundo Martin *et al.* (1993, p. 156) "a abundância relativa do *plexo menardii* nas Zonas Z e Y está de acordo com os estágios de isótopos de oxigênio 1–5. Entretanto, abaixo da Zona Y, a relação entre a zonação de Ericson & Wollin (1968) e a curva do isótopo de oxigênio é frequentemente ambígua, o que sem dúvida encorajou a maioria dos trabalhadores a utilizar a curva isotópica de oxigênio em seus estudos". No entanto, é possível realizar uma calibração desses bioeventos e/ou biozonas para um modelo de idade robusto baseado no registro de isótopos de oxigênio e, assim, usar a estratigrafia do *plexo menardii* como uma ferramenta cronológica confiável em escala regional.

Costa *et al.* (2018) utilizaram seis testemunhos contínuos de sedimentos de águas profundas recuperados do declive continental brasileiro, na Bacia de Santos, e efetuaram uma recalibração dos bioeventos com base em uma estrutura biocronológica robusta local para os últimos 772 ka. O objetivo do estudo foi elucidar o uso dos bioeventos na caracterização climática e como ferramenta bioestratigráfica confiável para Atlântico Sul ocidental.

Limites Biozonas						
Idade (ka)						
Biozonas	Vicalvi (1999; 2009)	Costa et al. (2018)				
Z/Y	-	9,7				
datum pulleniatina	-	42				
Y/X	-	85,4				
X/W	-	128,2				
W/V	-	156,5				
V/U	-	499,3				
U/T	-	646,1				
T/S	990	-				
S/R	1300	-				
R/Q	1650	-				

Tabela 1: Idades das biozonas segundo Vicalvi (1999; 2009) e Costa et al. (2018)

4.2 Carbonato de Cálcio

Ao final da década de 80, com o desenvolvimento do uso de isótopos de oxigênio em foraminíferos, os estudos com base em teor de carbonato de cálcio foram ficando mais escasso mesmo este sendo produzido praticamente em toda a superfície oceânica através dos organismos planctônicos e no fundo dos oceanos através dos bentônicos (Butler, 1991).

Os sedimentos carbonáticos cobrem cerca de metade do assoalho oceânico global (Berger *et al.*, 1976; Biscaye *et al.*, 1976; Kolla *et al.*, 1976) atuando, dessa forma, como um reservatório expressivo de dióxido de carbono (Broecker & Peng, 1982, 1987;

Sundquist & Broecker, 1985). Arrhenius (1953) com seu trabalho pioneiro estabeleceu que os registros de teor de carbonato de cálcio dos sedimentos marinhos mostrarem variações cíclicas associadas às mudanças glacial-interglacial durante o Pleistoceno.

As causas dessas variações do teor de carbonato de cálcio têm sido tema de estudos desde então. Os possíveis processos controladores dessas variações incluem alterações na produtividade do material carbonático, diluição por material não carbonático e flutuações na dissolução do carbonato de cálcio (Hays *et al.*, 1969; Gardner, 1975; Volat *et al*, 1980; Wu & Berger, 1989).

Quanto a produtividade, entre outros fatores, esta pode ser influenciada principalmente pelo clima. No Oceano Atlântico, Ruddman & McIntyre (1976) observaram que um aumento na produtividade dos organismos acarreta um aumento no carbonato de cálcio presente nos sedimentos, no entanto, Phleger (1976) observou o contrário para o Pacífico. Sendo assim, essa relação (produtividade versus carbonato de cálcio) é controversa. Analisando uma maior escala, o aumento da produtividade gera uma redução do carbonato de cálcio dissolvido, tornando a água subsaturada, aumentando os processos de dissolução para compensar a subsaturação (Fernandes, 2010).

A diluição é responsável por mascarar o teor de carbonato de cálcio nos sedimentos por consequência de aumentos na sedimentação de outros materiais, como a sílica de origem biogênica e material terrígeno. Poli *et al.* (2000) sugere que durante os períodos glaciais, no oceano Atlântico, ocorre um aumento na taxa de acumulação do carbonato de cálcio e que esse aumento seria mascarado por um aumento concomitante na taxa de acumulação de materiais não carbonáticos.

As flutuações na dissolução do carbonato de cálcio geralmente são controladas por mudanças no equilíbrio global de carbonato de cálcio, alterações na circulação e modificações na configuração de massas d'agua oceânicas, estas, controladas principalmente pelas condições climáticas globais (Farrell & Prell, 1989). Esses processos responsáveis pelo controle da dissolução do carbonato de cálcio também servem como importantes controladores tanto do carbono orgânico como do teor de dióxido de carbono (CO₂) em uma escala de tempo orbital (104 a 105 anos) (Broecker & Peng, 1987).

A maioria dos estudos sobre a história da dissolução/ciclicidade do carbonato de cálcio se concentra em registros de sedimentos localizados em profundidades abaixo da lisoclina, limite no qual, mudanças na saturação do carbonato de cálcio, resultam em alterações de grande amplitude na preservação do mesmo (Mayer, 1979; Peterson & Prell,

1985; Farrell & Prell, 1989). Por sua vez, existem menos dados disponíveis quanto à ciclicidade do carbonato de cálcio em profundidades acima da lisoclina (Droxler *et al.*, 1983, 1990; Haddad, 1986).

Profundidade de compensação da calcita

Denomina-se de "lisoclina" a profundidade média na qual se começa a observar o efeito da dissolução sobre o carbonato de cálcio.

Mais profunda que a lisoclina, se encontra a "profundidade de compensação da calcita" (CCD), termo proposto por Bramlette (1961), como sendo a profundidade na qual a taxa de acumulação de carbonato de cálcio se iguala a taxa de dissolução. De modo geral, a dissolução do carbonato de cálcio se inicia na superfície e aumenta gradativamente em direção ao fundo dos oceanos, atingindo a profundidade de compensação da calcita quando a acumulação se iguala a zero (dissolução >> acumulação) (Wise, 1978).

Para o Atlântico Sul, a CCD variou de profundidades em torno de 4,5 Km no Oligoceno, menores que 3,5 Km no Mioceno e maiores que 4,5 Km no Plioceno (Van Andel *et al.*, 1977). Atualmente, para o oceano Atlântico Sul, a lisoclina se encontra na interface entre a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e Água de Fundo Antártica (AFA) a cerca de 4.300 m de profundidade (Dittert *et al.*, 1999, Figura 5).



Figura 5: Profundidades de saturação da calcita e da aragonita para o oceano Atlântico Sul (retirado de Petró *et al.*, 2016).

4.3 Susceptibilidade Magnética

A susceptibilidade magnética representa a resposta dos materiais às variações no campo magnético aplicado sobre os mesmos

Um material quando exposto a um campo magnético indutor (H) adquire magnetização (M). A proporção entre H e M é chamada de susceptibilidade magnética (k), na qual:

M = kH

Através da susceptibilidade magnética os materiais podem ser divididos em três categorias: ferromagnéticos (k >> 0), diamagnéticos (k < 0) e paramagnéticos (k > 0) (Dunlop & Ozdemir, 1997). Quantidade, tipo, forma e tamanho dos componentes ferromagnéticos, com destaque para a magnetita, também influenciam na susceptibilidade magnética (Bloemendal *et al.*, 1995).

Von Dobeneck & Schmieder (1999) propuseram o "South Atlantic Susceptibility (SUSAS) Stack", curva temporal obtida através da análise e compilação matemática de dados de susceptibilidade magnética de 12 testemunhos marinhos profundos coletados entre $25 - 35^{\circ}$ S e entre 40°W - 8°E, compreendendo as quatro grandes bacias do Atlântico Sul, Argentina, Brasil, Angola e Bacia de Cabo.

Com o "SUSAS Stack", Von Dobeneck & Schmieder (1999) demonstraram como métodos ciclo estratigráficos e o magnetismo podem ser bem relacionados. Também mostraram que a variação da susceptibilidade magnética depende linearmente da concentração de alguns metais no sedimento (magnetita principalmente) e que a susceptibilidade magnética pode estar intrinsicamente relacionada com os ciclos de dissolução do carbonato de cálcio, mesmo que a sua variação responda primeiramente aos ciclos de aporte de terrígenos.

Os mecanismos de controle da variação dos ciclos de dissolução do carbonato de cálcio e do aporte de terrígenos são profundamente estudados e entendidos como efeitos da formação de águas profundas, mudanças no nível do mar, clima, intensidade dos ventos e principalmente ligados aos ciclos orbitais. Apesar da relação entre a curva de susceptibilidade magnética e de isótopos de oxigênio variar regionalmente, a resposta às condições climática da susceptibilidade magnética é adequada para a ciclo estratigrafia e para as variações orbitais de menor escala.

Por fim, Von Dobeneck & Schmieder (1999) concluíram que as variações da frequência da susceptibilidade magnética podem ser importantes ferramentas para a

melhoria da cronoestratigrafia. Em estudo posterior, Shimieder (2003) validou o "SUSAS Stack" como registro cronológico para testemunhos coletados entre as latitudes 15,5 – 33,5°S e longitudes 27°W-8°E no Atlântico Sul.

4.4 Perfil Composto

Com a finalidade de unir dois ou mais perfis do mesmo tipo, perfis composto são um compilado das médias de registros estratigráficos de vários testemunhos/locais, a fim de se melhorar a relação sinal-ruído (resolução) do sinal climático, sendo usadas como alvos de referência para comparação entre perfis e obtenção de estimativas de idades para perfis não datadas (Lisiecki & Raymo, 2005). As idades, para os novos testemunhos são estimadas através da correlação de seus dados com os dados de um perfil composto existente (Karner *et al.*, 2002).

Os registros de isótopos de oxigênio obtidos através de foraminíferos em testemunhos marinhos são alguns dos melhores dados que temos para estudar os ciclos climáticos (Karner *et al.*, 2002). Entretanto, nem sempre temos disponibilidade/acesso a esse tipo de dado.

Na década de 70 o processo de empilhamento de perfis foi desenvolvido permitindo a construção perfis compostos com uma maior resolução com dados de isótopos de oxigênio, disponíveis na época. Entre os perfis compostos mais importantes que utilizaram como base os dados de isótopos de oxigênio se destacam Hays *et al.*, (1976), o perfil SPECMAP de Imbrie *et al.*, (1984), perfil composto por correlação gráfica de Prell *et al.*, (1986), o perfil para baixas latitudes de Bassinot *et al.*, (1994) e a LR04 de Lisiecki & Raymo, (2005).

5. Área de Estudo

Os sete testemunhos a serem utilizados neste trabalho foram todos coletados no oeste do Oceano Atlântico Sul, na Margem Continental Brasileira, mais precisamente na Bacia de Santos.

A Bacia de Santos tem sido foco da atenção da indústria de petróleo durante os últimos 30 anos (Mohriak *et al.*, 1995, Cobbold *et al.*, 2001, Modica & Brush, 2004; Kowsmann *et al.*, 2008). Desde a descoberta do pré-sal uma intensa atividade de exploração está mudando o cenário da indústria de petróleo no Brasil, com uma estimativa

de 40 bb de reservas potenciais, surgindo à necessidade de colocar infraestrutura de produção no fundo do mar uma série de investigações oceanográficas se fez necessárias.

5.1 Caracterização Geológica

A Bacia de Santos é uma bacia de margem passiva, localizada na margem continental sudeste brasileira entre os paralelos 23 e 28°S, tendo como limite superior a Bacia de Campos e inferior a Bacia de Pelotas (Figura 6).



Figura 6: Localização da Bacia de Santos bem como seus limites inferior e superior (modificado de Moreira et al., 2005).

Atingindo uma área de 352000 km², contendo espessuras sedimentares maiores que 10 km nos principais centros deposicionais, sendo sua evolução dada através da ruptura entre as placas sul-americana e africana no Cretáceo inferior (Chang *et al.*, 2008).

A bacia teve seu início evolutivo durante o Aptiano, na fase de rift do oceano Atlântico Sul. Durante o rift houve uma grande deposição de evaporitos sobre o basalto oriundo do Cretáceo Inferior (Tessler, 1988). Recobrindo o embasamento entre a parte oeste da bacia encontra-se um fino pacote sedimentar proveniente provavelmente do Terciário superior ao Quaternário (Miranda, 1970).

Petri & Suguio (1971, 1973) e Suguio & Petri (1973) estabeleceram uma estratigrafia dos depósitos sedimentares do Cenozoico para a Bacia de Santos e através de suas analises os autores dividiram os pacotes sedimentares da bacia em quatro sequencias (base para o topo), são elas:

I – Areias e argilas arenosas com conglomerados de idade plio-pleistocênica.

II – Sedimento fino pobre em foraminíferos (carbonato) e ricos em diatomáceas (sílica).

III – Abundância de foraminíferos bem preservados.

IV – Sequencia mais recente composta de sedimentos finos.

As sequencia II, III, IV são datadas do Quaternário.

Os depósitos quaternários marinhos de águas profundas da região são majoritariamente compostos por sedimentos lamosos (folhelho cinzento e marga cinzaclaro), mas há ocorrência de sedimentos arenosos finos de origem turbidítica devido a presença de cânions submarinos (Moreira *et al.*, 2007). Sedimentos siliciclásticos e carbonáticos compõem, respectivamente, a plataforma interna e a externa da região, já o talude é composto por sedimentos hemipelágicos e turbiditos (Mahiques *et al.*, 2002).

Como consequência do soerguimento da Serra do Mar na região sudeste do Brasil a maioria das bacias de drenagem da margem continental sudeste, atualmente, fluem em direção ao interior do continente. Assim sendo, um número reduzido de rios é drenado diretamente para o oceano (Mahiques *et al.*, 2004). Com um aporte fluvial pequeno e por ser uma bacia de margem passiva, a sedimentação, aporte e redistribuição dos sedimentos é controlada principalmente pela dinâmica de correntes e massas d'água, taxa de produção primária, alterações do nível do mar e clima da área continental adjacente (Stein, 1991).

Mahiques *et al.* (2004) separa as zonas de sedimentação da região sul da plataforma continental brasileira em duas (norte e sul), sendo o limite entre elas a área a frente a ilha de São Sebastião. Os processos depocisionais na região norte são controlados principalmente pelos meandramentos da CB. Na região ao sul, a penetração sazonal de uma pluma de baixa salinidade e temperatura proveniente da descarga fluvial do Rio da Prata, está associada aos processos deposicionais do local. A presença da pluma, interagindo com a CB, favorece uma maior produtividade.

A pluma do Rio da Prata é uma importante fonte de nutrientes para o oceano. Em média o alcance da pluma é a latitude 32°S na primavera e 28°S no inverno (Piola *et al.*, 2000), entretanto com um regime de ventos adequado a pluma pode chegar até a 23°S (Campos *et al.*, 1996).

5.2 Caracterização Oceanográfica

Na Bacia de Santos as massas de água atuais presente são: Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediaria Antártica (AIA), Água Circumpolar Superior (ACS), Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), Água Circumpolar Inferior (ACI) e a Água de Fundo Antártica (AFA) (Figura 7; Silveira *et al.*, 2000, 2016).



Figura 7: Diagrama TS esquematizando a distribuição de massas de água construída através do ODV (Ocean Data View)

A AT é uma massa d'água quente e salina com temperaturas acima de 20° C e salinidade superior a 36, formada em regiões tropicais com radiação solar intensa e excesso de evaporação (Emílsson, 1961). Também são características da AT, níveis de nutrientes reduzidos e por consequência baixa produtividade (Ciotti *et al.*, 1995).

A ACAS possui salinidade entre 34,6 e 36 e temperaturas entre 6 e 20° C (Silveira *et al.*, 2000, 2016). Em sequência temos a AIA, que possui limites termohalinos entre 3 e 6° C para temperatura e 34,2 – 34,6 para salinidade (Sverdrup *et al.*, 1942). Ao sul de 25° S temos uma bifurcação da AIA (Stramma & England, 1999), esta bifurcação ocorre

nas proximidades da latitude da cidade de Santos, com o eixo da divergência praticamente paralelo ao talude (Cirano *et al.*, 2006).

Mais ao fundo, ocupando níveis entre 1500 m e 3000 m ao largo do Sudeste brasileiro, temos a APAN, que faz parte integrante da circulação termohalina e é caracterizada por valores de temperatura entre 3° e 4° C e salinidades entre 34,6 e 35,0 (Silveira *et al.*, 2000, 2016). A APAN possui uma baixa concentração de CO₂ e nutrientes (Dittert *et al.*, 1999) e, portanto, um caráter não corrosivo ao carbonato de cálcio (Arz *et al.*, 2001).

As massas de água dominantes nas regiões mais profundas da Bacia são os ramos da Água Circumpolar Antártica (ACA), gerados pela intrusão da APAN na ACA, dividindo a mesma em uma seção superior (Água Circumpolar Superior - ACS) e inferior (Água Circumpolar Inferior - ACI). Em relação à APAN, a ACA é menos salina, pobre em oxigênio, rica em fosfato e seus ramos (ACS e ACI) possuem um caráter corrosivo ao carbonato de cálcio devido à alta quantidade de CO₂ presente (Dittert *et al.*, 1999). O elevado CO₂ presente altera o pH da água do mar bem como a presença do íon do CO₃⁻² (carbonato) dissolvido (Figura 8).



Figura 8: Ilustração simplificada de como funciona o equilíbrio do sistema carbonato nos oceanos. Nota: nos oceanos, modificações nas proporções entre o CO₂, HCO₃⁻ e CO₃⁻² alteram o pH da água, o contrário não é verdadeiro, como pode estar sugerindo o gráfico. (Modificado de Zeebe & Wolf-Gladrow, 2001)

6. Material e Métodos

6.1 Testemunhos

Os testemunhos utilizados nesse estudo pertencem ao acervo do Laboratório de Paleoceanografia do Atlântico Sul da Universidade de São Paulo (LaPAS-USP). Foram selecionados um total de sete testemunhos.

Todos os testemunhos utilizados foram coletados com testemunhadores a pistão do tipo Jumbo nas latitudes entre 24°S e 26°S e as profundidades 848 a 2220m (Figura 9 e Tabela 2) durante expedições Furgo Explorer, entre os anos de 2007 e 2012, com recuperação variando entre 1367cm e 2030cm de sedimentos.



Figura 9: Localização dos testemunhos com dados batimétricos e bacias de drenagem continental.

Todos os testemunhos possuem dados prévios, definidos no momento de sua descrição pela Petrobras, de litologia, susceptibilidade magnética e também arcabouço bioestratigráfico com base nos foraminíferos planctônicos do *plexo menardii*. Estes dados foram fornecidos pela Petrobras juntamente com os testemunhos.

Os testemunhos GL-1090 (Tomazella, 2016; Battaglin, 2018), GL-1109 (Leão, 2015; Hirama, 2018), GL-852 e GL-854 (Costa *et al.*,2018) já tinham também dados prévios de isótopos de oxigênio em foraminíferos, análise quantitativa de foraminíferos planctônicos e/ou análises do teor de carbonato de cálcio. Deste modo, estes dados foram compilados para serem utilizados no presente estudo.

A **Erro! Fonte de referência não encontrada.**2 foi elaborada com o intuito de auxiliar o entendimento de quais dados estão disponíveis para quais testemunhos.

Testemu- nho	Localização		Profundi -dade	Recuperaç ão	Isótopos De Oxigênio	Bioestratigrafia de foraminíferos	Teor de carbonato de cálcio	Susceptibilidade magnética
	Longitude	Latitude	(m)	(cm)				
GL-852	-43,56472	-25,01666	1938	0-2033	\checkmark	~	✓	✓
GL-854	-42,62194	-25,20777	2220	0-2030	\checkmark	~	✓	✓
GL-1109	-44,72092	-25,18366	848	0-1367	\checkmark	~	✓	~
GL-1090	-42,51765	-24,92865	2225	0-1975	\checkmark	~	✓	\checkmark
GL-1102	-43,96846	-25,59624	2163,1	0-1885	-	~	Este trabalho	✓
GL-1099	-43,18301	-25,69819	2148,5	0-1793	-	~	Este trabalho	\checkmark
GL-1105	-42,8441	-25,59389	2180	0-2013	-	~	Este trabalho	✓

Tabela 2: Localização dos testemunhos bem como profundidade de coleta, recuperação total e dados préexistentes.

6.2 Litologia

No Laboratório de Testemunhos do E&P-BC (Petrobras) em Macaé – RJ as sessões dos testemunhos foram abertas, fotografadas (Figuras 10 a 16) e descritas. As descrições basearam-se na cor, tamanho visual dos grãos, litologia e estruturas primárias.



Figura 10: Fotografia das seções do testemunho GL-1109, com indicação da profundidade (em cm) de topo de cada seção.



Figura 11: Fotografia das seções do testemunho GL-1090 com indicação da profundidade (em cm) de topo de cada seção.



Figura 12: Fotografia das seções do testemunho GL-852 com indicação da profundidade (em cm) de topo de cada seção.



Figura 13: Fotografia das seções do testemunho GL-854 com indicação da profundidade (em cm) de topo de cada seção.



Figura 14: Fotografia das seções do testemunho GL-1105 com indicação da profundidade (em cm) de topo de cada seção.



Figura 15: Fotografia das seções do testemunho GL-1099 com indicação da profundidade (em cm) de topo de cada seção.



Figura 16: Fotografia das seções do testemunho GL-1102 com indicação da profundidade (em cm) de topo de cada seção.

Todos os testemunhos possuem descrição litológica detalhada. A classificação de fácies baseou-se na combinação do tamanho do grão e do teor de carbonato de cálcio, de acordo com Caddah *et al.*, 1998 (Tabela 3).

Tabela 3: Classificação das litofácies

CaCO3	(%)
-------	-----

				0	5	18	30	60 100
		Lama	0	LS - Lama Siliciclastica	LL - Lama Pobre em Carbonato	LR - Lama Rica em Carbonato	MG - Marga	VN - Vana de Nanofossil
iia (%)		Lama Arenosa	10	LAS - Lama Arenosa Siliciclastica	Lama arenosa siliciclastica pobre em carbonato	LAM- Lama Arenosa Misturada		VFN- Vaza de Foraminifero e Nanofóssil
Are		Areia Lamosa	50	ALS - Areia Lamosa Siliciclastica	Areia lamosa siliciclastica pobre em carbonato	ALM- Areia Lamosa Misturada		Micrito
,	,	Areia Lamosa	90 100	AS - Areia Siliciclástica	Areia Pobre em carbonato	AM - Areia	Misturada	AB - Areia Bioclástica

6.3 Bioestratigrafia de foraminíferos

Nos 4 testemunhos (Tabela 4), que possuem arcabouço bioestratigráfico preliminar, este foi estabelecido através do biozoneamento de foraminíferos planctônicos.

Além de possuírem arcabouço bioestratigráfico preliminar os testemunhos GL's 852, 854, 1090 e 1109 também tem disponíveis análise quantitativa de foraminíferos planctônicos (Tabela 4) que permitem um refinamento bioestratigráfico, ou seja, maior resolução amostral e não somente presença/ausência do *plexo menardii*.

Os dados bioestratigráficos serão utilizados na obtenção da cronologia dos testemunhos.

Testemunho	Bioestratigrafia foraminíferos	
	Obtidas a partir da descrição	Estimada por análise quantitativa do
	testemunio	ріехо тепатан
GL-852	\checkmark	 ✓ (Toledo <i>et al</i>, 2016; Costa <i>et al</i>.2018)
GL-854	\checkmark	 ✓ (Toledo <i>et al</i>, 2016; Costa <i>et al</i>.2018
GL-1109	\checkmark	✓ (Leão, 2015)
GL-1090	\checkmark	✓ (Battaglin, 2018)
GL-1102	\checkmark	-
GL-1099	\checkmark	-
GL-1105	\checkmark	-

Tabela 4: Relação dos dados bioestratigráficos de cada testemunho.

6.4 Susceptibilidade magnética

A suscetibilidade magnética varia em função da concentração e composição da fração mineral magnética dos sedimentos marinhos, essa fração mineral é composta principalmente pela magnetita (Thompson & Oldfield, 1986). A maior via de aporte de magnetita para os sedimentos marinhos é a terrígena costeira, desse modo, o registro de susceptibilidade magnética reflete a relação entre a componente marinha (carbonatos biogênicos) e não marinha (terrígenos) do sedimento.

Cabe salientar que, no presente estudo, serão utilizados os valores brutos de susceptibilidade magnética, realizados e gentilmente cedidos pela ANP (Agência Nacional de Petróleo). As medições foram efetuadas, em todos os testemunhos a cada 2 cm nos pelo equipamento GEOTECK Multi-Sencor Core Logger (MSCL).

6.5 Amostragem dos testemunhos

Os testemunhos GL-1090 (Tomazella, 2016; Battaglin, 2018), GL-1109 (Leão, 2015; Hirama, 2018), GL-852 e GL-854 (Costa *et al.*,2018) já tinham dados prévios de susceptibilidade magnética, isótopos de oxigênio em foraminíferos, bioestratigrafia em

foraminíferos planctônicos e/ou análises do teor de carbonato de cálcio. Deste modo, estes dados foram compilados para serem utilizados no presente estudo.

Por outro lado, os testemunhos GL 1105, 1099 e 1102 só tinham dados prévios de bioestratigrafia de foraminíferos planctônicos sendo necessária a realização da análise de teor de carbonato de cálcio. Estes testemunhos não haviam sido amostrados desse modo o processo de análise do teor de carbonato de cálcio começou com a amostragem dos testemunhos segundo o protocolo a seguir.

Os testemunhos foram subamostrados com o auxílio de seringas. Uma fita métrica era colocada ao lado da caixa da sessão do testemunho a ser amostrada e as seringas eram aplicadas nos locais desejados. Ao se retirar as seringas uma alíquota de sedimento era coletada. Anotavam-se quantos centímetros de sedimento eram retirados do testemunho e a amostra era então colocada em béquer de vidro, pesadas, secas em estufas e posteriormente passavam pelo processo de análise do teor de carbonato de cálcio.

Para os testemunhos GL-1105 e GL1099 a amostragem foi feita de 10 em 10 cm e para o GL-1102 de 2 em 2 cm. Um total de 608 amostras foi obtido, sendo 203 amostras do GL-1105, 180 amostras do GL1099 e 225 amostras do Gl-1102.

6.6 Teor de carbonato de cálcio

As análises do teor de carbonato de cálcio foram efetuadas neste estudo, seguindo o procedimento descrito a seguir e resumidos na Figura 17.

Uma alíquota do testemunho foi amostrada, seca em estufa (50° C) e, após a secagem completa do material, ela é pesada para obter o peso total da amostra (Peso 1). Posteriormente a amostra é acidificada com ácido clorídrico (HCl) em excesso para eliminação total do carbonato de cálcio da amostra, segundo a Equação 1.

$$CaCO_{3(s)} + 2HCl_{(aq)} \rightarrow H_2O_{(l)} + CO_{2(g)} + CaCl_{2(aq)} \qquad Eq.1$$

No passo seguinte a amostra passa por um processo de remoção do ácido em excesso. Este processo consiste em adição e remoção de água destilada. Após a remoção do excesso de ácido as amostras são novamente secas e pesadas para obter-se o peso da amostra sem carbonato de cálcio (Peso 2).

Com a obtenção dos Pesos 1 e 2 calcula – se em peso a quantidade de carbonato de cálcio presente na amostra, de acordo com a Equação 2.
$$(Peso 1 - Peso 2) = Peso (g) de Carbonato Eq. 2$$

Posteriormente é calculada a porcentagem de carbonato de cálcio de cada amostra (Equação 3).



Figura 17: Fluxograma dos procedimentos laboratoriais para determinação do teor de carbonato de cálcio nas amostras.

6.7 Cronologia

O estabelecimento da cronologia dos testemunhos, a partir dos dados bioestratigráficos, foi realizada segundo Equação 4, utilizando as idades das biozonas, obtidas através do biozoneamento de foraminíferos planctônicos. Do limite Z/Y até o limite entre as Biozonas U/T foram utilizadas as idades propostas por Costa *et al.*, 2018 e nas biozonas seguintes, as idades de Vicalvi (1999) apresentados na Tabela 1.

$$IA = Fator \times (PA - PAA) + IAA$$
 Eq. 4

Onde:

IA= idade da amostra em ka

PA= profundidade em cm da amostra

PAA= profundidade em cm da amostra anterior

IAA= idade em ka da amostra anterior

E o Fator corresponde a uma relação entre a idade da biozona e o tamanho da biozona, obtido através da Equação 5:

$$Fator = \frac{Idade \ da \ Biozona}{UA - UP} \qquad Eq. \ 5$$

Na qual:

UA= profundidade em cm da última amostra da biozona

UP= profundidade em cm da primeira amostra da biozona

6.8 Construção dos Perfis Compostos

A construção dos perfis compostos de teor de carbonato de cálcio e suscetibilidade magnética, para que os mesmos possam ser utilizados futuramente como ferramentas de datação relativa, foi efetuada através de um alinhamento dos dados por meio de uma correlação entre os mesmos seguidos de um empilhamento desses dados alinhados. Foram utilizados dois métodos para a construção do perfil e ambos procedimentos foram feitos utilizando rotinas computacionais com a linguagem de programação em Python. Com a colaboração do Professor Doutor Marcelo Belentani de Bianchi (IAG-USP).

Método 1

A rotina gerada para o método 1 o empilhamento é realizado através da soma de sinais alinhados para aumentar a relação sinal-ruído. Nossos alvos de alinhamento inicial são segmentos de alta resolução de 7 registros de teor de carbonato de cálcio e suscetibilidade magnética: GL-852, GL-854, GL-1109, GL-1090, GL-1102, GL-1099, GL-1105.

Para realização do empilhamento pelo método 1 foram cumpridas as seguintes etapas:

Os dados de teor de carbonato de cálcio e suscetibilidade magnética, em relação a idade, de cada perfil são interpolados para uma base comum de idade. Desse modo todos terão dados de teor de carbonato de cálcio e suscetibilidade magnética segundo as mesmas idades, permitindo que as somas do empilhamento sejam feitas para todos os perfis num mesmo padrão de idade. Os registros são alinhados em relação às idades e então o empilhamento dos mesmos é ajustado através da média dos dados encontrados em cada ponto de alinhamento.

Os perfis compostos finais são a média de todos os registros de teor de carbonato de cálcio _e suscetibilidade magnética alinhados, sendo cada ponto dos perfis a média de todos os dados que se enquadram naquele determinado ponto.

Método 2

Na rotina gerada para o método 2 o empilhamento dos dados é realizado através do sequenciamento numérico utilizando as idades dos sinais e da aplicação de uma "média móvel" nos dados alinhados. Nossos alvos de alinhamento inicial são os mesmos segmentos de alta resolução de 7 registros de teor de carbonato de cálcio e suscetibilidade magnética do método 1: GL-852, GL-854, GL-1109, GL-1090, GL-1102, GL-1099, GL-1105.

Para realização do empilhamento pelo método 2 foram cumpridas as seguintes etapas:

Os dados de teor de carbonato de cálcio e suscetibilidade magnética em relação a idade, de cada perfil, foram sequenciados, ou seja, ordenados segundo as idades para um único perfil comum.

Posteriormente foi estabelecida uma "janela móvel" com o objetivo de se obter a média dos dados que se encontram dentro dos limites da janela. A "janela móvel" possui

um tamanho de x anos e se movimenta pelo perfil em intervalos de x/y anos. O tamanho da janela (x anos) bem como o intervalo (x/y anos) são ajustados conforme a resolução da curva. Neste trabalho a janela possui um tamanho x de 10 anos e um intervalo X/Y de 10/4 anos.

Para o ponto médio, de cada janela, é calculada uma média dos dados que se encontram dentro do limite posterior e anterior ao ponto médio da janela, respeitando o limite da mesma.

Os perfis compostos finais são a média móvel de todos os registros de teor de carbonato de cálcio, sendo cada ponto dos perfis a média de todos os dados que se enquadraram dentro da janela móvel correspondente àquele determinado ponto.

7. Resultados

7.1 Litologia

Os testemunhos recuperaram sedimentos pelágicos e hemipelágicos, compostos predominantemente por margas (MG), lama rica em carbonato de cálcio (LR) e lama pobre em carbonato de cálcio (LL). Camadas muito finas (1cm) de areia foram observadas nos testemunhos GL-1099, GL-1109, GL-1105 e GL- 1102. Estas camadas são compostas por material siliciclásticos (quartzo) ou bioclástico (principalmente foraminíferos). Apesar de algumas fácies apresentarem contatos de cor marcantes, (porém sem evidências de movimentos de massa ao longo dos testemunhos), foram descritas inconformidades (hiatos de deposição/erosão) somente nos testemunhos GL-1099 (topo e 1468 cm), GL-1102 (topo e 1615 cm) e GL-1105 (1672 cm).

Os dados totais (não trabalhados estatisticamente) de teor de carbonato de cálcio e de susceptibilidade magnética também são apresentados nas Figuras em relação a profundidade de cada de testemunho. Observa-se que os dados de teor de carbonato de cálcio estão em acordo com a descrição litológica, fácies mais ricas em carbonato de cálcio coincidem com picos de teor de carbonato de cálcio de vice-versa. Para a susceptibilidade magnética também se observa concordância entre com os dados de litologia, picos de susceptibilidade magnética são observados juntamente com fácies pobres em carbonato de cálcio e mínimos de susceptibilidade magnética são encontrados com fácies ricas em carbonato de cálcio. Nas Figuras 18 a 24 as cores representam respectivamente as fácies:

Verde escuro – lama pobre em carbonato de cálcio
Verde claro – lama rica em carbonato de cálcio
Azul esverdeado – marga
Azul Claro
Amarelo – areia
Laranja – conglomerado



Figura 18: Descrição litológica. Dados brutos de teor de CaCO₃ e susceptibilidade magnética do testemunho GL-1109



Figura 19: Descrição litológica. Dados brutos de teor de CaCO₃ e susceptibilidade magnética do testemunho GL-1090



Figura 20: Descrição litológica. Dados brutos de teor de CaCO₃ e susceptibilidade magnética do testemunho GL-852



Figura 21: Descrição litológica. Dados brutos de teor de CaCO₃ e susceptibilidade magnética do testemunho GL-854



Figura 22:Descrição litológica. Dados brutos de teor de CaCO₃ e susceptibilidade magnética do testemunho GL-1105



Figura 23: Descrição litológica. Dados brutos de teor de CaCO₃ e susceptibilidade magnética do testemunho GL-1099



Figura 24: Descrição litológica. Dados brutos de teor de CaCO₃ e susceptibilidade magnética do testemunho GL-1102

7.2 Arcabouço bioestratigráfico

Na Figura 25 é apresentado os arcabouços bioestratigráfico estabelecido através do biozoneamento de foraminíferos planctônicos (*plexo menardii*) para cada um dos testemunhos, bem como a correlação estratigráfica entre eles.

De acordo com as biozonas identificadas na descrição dos testemunhos, foi possível distinguir os intervalos de *presença* e os intervalos de <u>ausência</u> do *plexo menardii* ao longo do período estudado, a saber:

- Biozonas representativas de intervalos de presença do *plexo menardii*: Zonas R, T, V, X e Z
- Biozonas representativas de intervalos de ausência do *plexo menardii*: Zonas Q,
 S, U, W e Y.

Cabe salientar que, em cada testemunho deste trabalho foi utilizado somente o intervalo de profundidade onde é possível identificar os limites de biozonas ou *datum* de idade conhecido. Por exemplo, no testemunho GL-1090 a base do testemunho está dentro da biozona V, porém como não alcança o limite inferior desta biozona, só será utilizado neste estudo o intervalo que compreende o limite V/W (Figura 25).

O testemunho **GL-1109** compreende a biozonas Z inteira e parte da biozona Y. A base do testemunho (1367 cm) encontra-se ainda dentro da biozona Y, deste modo será utilizado somente o intervalo de profundidade onde é possível identificar o evento de desaparecimento e do reaparecimento do *plexo Pulleniatina*, geralmente utilizado como *datum* dentro da biozona Y (~42 ka) (Vicalvi, 2009, 1997). A relação entre profundidades dos limites e idades das biozonas estabelecidas por Costa *et al.* (2018) encontram-se na Tabela 5.

Profundidade	Idade	Biozona
cm	ka	
88	9,7	Z/Y
900	42	datum pulleniatina

Tabela 5: Bioestratigrafia estabelecida através do biozoneamento de foraminíferos planctônicos para o testemunho GL-1109.

O testemunho **GL-1090** compreende as biozonas inteiras Z, Y e X. Apesar de este testemunho conter a biozona W, ela foi determinada somente com base na presença/ ausência do *plexo menardii*, diferente das demais biozonas determinadas por análise

quantitativa. A base do testemunho (1915 cm) encontrar-se ainda dentro da biozona V. A relação entre profundidades dos limites e idades das biozonas estabelecidas por Costa *et al.* (2018) encontram-se na Tabela 6.

Profundidade	Idade	Biozona
cm	ka	
18	9,7	Z/Y
330	42	datum pulleniatina
1075	85,4	Y/X
1385	128,2	X/W

Tabela 6: Bioestratigrafia estabelecida através do biozoneamento de foraminíferos planctônicos para o testemunho GL-1090.

O testemunho **GL-852** compreende as biozonas inteiras Z, Y e W, apesar da base do testemunho (2033 cm) encontrar-se ainda dentro da biozona V. A relação entre profundidades dos limites e idades das biozonas estabelecidas por Costa *et al.* (2018) encontram-se na Tabela 7.

Tabela 7: Bioestratigrafia estabelecida através do biozoneamento de foraminíferos planctônicos para o testemunho GL-852.

Profundidade	Idade	Biozona
cm	ka	
30	9,7	Z/Y
290	42	datum pulleniatina
820	85,4	Y/X
1020	128,2	X/W
1255	156,5	W/V

O testemunho **GL-854** compreende as biozonas inteiras Z, Y, W, V e U, apesar da base do testemunho (2037 cm) encontrar-se ainda dentro da biozona T. A relação entre profundidades dos limites e idades das biozonas estabelecidas por Costa *et al.* (2018) encontram-se na Tabela 8.

Tabela 8: Bioestratigrafia estabelecida através do biozoneamento de foraminíferos planctônicos para o testemunho GL-854.

Profundidade	Idade	Biozona
cm	ka	
6	9,7	Z/Y
33	42	datum pulleniatina
353	85,4	Y/X
583	128,2	X/W

631	156,5	W/V
1620	499,3	V/U
1850	646,1	U/T

O testemunho **GL-1105** compreende as biozonas inteiras Z, Y, W, V e U, apesar da base do testemunho (2013 cm) encontrar-se ainda dentro da biozona T. A relação entre profundidades dos limites e idades das biozonas estabelecidas por Costa *et al.* (2018) encontram-se na Tabela 9.

Tabela 9: Bioestratigrafia estabelecida através do biozoneamento de foraminíferos planctônicos para o testemunho GL-1105.

Profundidade	Idade	Biozona	
cm	ka		
37	9,7	Z/Y	
103	42	datum pulleniatina	
355	85,4	Y/X	
560	128,2	X/W	
570	156,5	W/V	
1315	499,3	V/U	
1475	646,1	U/T	

O testemunho **GL-1099** compreende as biozonas inteiras, U, T, S e R. Cabe salientar que o topo deste testemunho representa a biozona V (presença de uma superfície de erosão conforme descrição litológica, indicando erosão das biozonas mais novas) e que a base do testemunho (1500 cm) encontra-se ainda dentro da biozona Q, deste modo será utilizado neste trabalho somente o intervalo onde é possível identificar limites de biozonas. A relação entre profundidades dos limites e idades das biozonas estabelecidas por Costa *et al.* (2018) e Vicalvi, 2009) encontram-se na Tabela 10.

Tabela 10: Bioestratigrafia estabelecida através do biozoneamento de foraminíferos planctônicos para o testemunho GL-1099.

Profundidade	Idade	Biozona	
cm	ka		
	9,7	Z/Y	
	42	datum pulleniatina	
	85,4	Y/X	
	128,2	X/W	
	156,5	W/V	
469	499,3	V/U	
627	646,1	U/T	

797	990	T/S
880	1300	S/R
1040	1650	R/Q

O testemunho **GL-1002** compreende as biozonas inteiras, U, T, S e R. Cabe salientar que o topo deste testemunho representa a biozona V (presença de uma superfície de erosão conforme descrição litológica, indicando erosão das biozonas mais novas) e que a base do testemunho (1746 cm) encontra-se ainda dentro da biozona Q, deste modo será utilizado neste trabalho somente o intervalo onde é possível identificar limites de biozonas. A relação entre profundidades dos limites e idades das biozonas estabelecidas por Costa *et al.* (2018) e Vicalvi, 2009) encontram-se na Tabela 11.

Profundidade	Idade	Biozona	
cm	ka		
	9,7	Z/Y	
	42	datum pulleniatina	
	85,4	Y/X	
	128,2	X/W	
	156,5	W/V	
677	499,3	V/U	
779	646,1	U/T	
950	990	T/S	
994	1300	S/R	
1124	1650	R/Q	

Tabela 11: Bioestratigrafia estabelecida através do biozoneamento de foraminíferos planctônicos para o testemunho GL-1102.

A partir do estabelecimento das biozonas, foi possível observar um bom recobrimento temporal dos testemunhos (Figura 25), sugerindo que um único perfil sedimentar composto pode ser gerado.



Figura 25: Figura apresentando a correlação visual entre as biozonas de cada testemunho.

7.3 Modelos de idades

Com base em Isótopos de Oxigênio e datações ¹⁴C: GL's 1090, 852, 854, 1109

A cronologia dos testemunhos GL1090, GL-852 e GL-854 foi obtida através da correlação dos dados de δ^{18} O em foraminíferos bentônicos com dados de uma curva padrão LR-04 (Lisiecki & Raymo, 2005) e foram apresentados em trabalhos anteriores (Santos *et al.*, 2017; Toledo *et al.*, 2016). Os pontos de controle entre os dados de δ^{18} O dos testemunhos e a curva de referência foram determinados com softwares como o Analyseries 2.0 (Paillard *et al.*, 1996) estabelecendo assim, escalas de tempo para os testemunhos (Figuras 26 e 28). O modelo de idade do testemunho GL-1109 foi estabelecido por (Hirama, 2018) a partir de 19 datações de radiocarbono (AMS ¹⁴C) que cobrem cerca de 45 ka. A Figura 26 mostra o modelo de idade e a taxa de sedimentação estimada para este testemunho.



Figura 26: Modelo de idade do testemunho GL-1090, com base em isótopos de oxigênio em foraminíferos bentônicos. (Santos *et al.*, 2017).



Figura 27: Modelo de idade dos testemunhos GL-852 e 854, com base em isótopos de oxigênio em foraminíferos bentônicos. (Toledo et al., 2016).



Figura 28: Modelo de idade e taxa de sedimentação para o testemunho GL-1109. A curva vermelha representa a taxa de sedimentação e a curva preta o modelo de idade com barras de erro com incerteza de 2 sigma para cada datação. (Hirama, 2018).

Com base na Bioestratigrafia: GL's 1102, 1099, 1105

Todos os testemunhos apresentam arcabouço bioestratigráfico preliminar fornecido pela Petrobras junto com a descrição dos testemunhos (biozonas identificadas pela presença/ausência do *plexo menardii*) e com seus limites marcados em função da profundidade). Porém, somente 4 deles apresentam adensamento amostral e análise quantitativa de foraminíferos planctônicos (GL's 1090, 852, 854, 1109, conforme descrito anteriormente).

Deste modo, os modelos de idade para os testemunhos GL-1102, GL-1099, GL-1105 foram efetuados com base nas profundidades dos limites bioestratigráficos estabelecidos de forma preliminar a partir da descrição dos testemunhos.

Adicionalmente, com o intuito de verificar se existe uma discrepância significativa entre as profundidades dos limites bioestratigráficos estabelecidos pelos 2 métodos: (1) de forma preliminar a partir da descrição testemunho (biozonas identificadas pela presença/ausência do *plexo menardii*) e (2) após a análise qualitativa do *plexo menardii*, decidiu-se comparar as profundidades destes limites para os testemunhos GL-852 e GL-854, e posteriormente verificar as respectivas idades estimadas pelos modelos de idade (Figura 29; Tabelas 12 e 13).

limite	Prof. limite biozonas	Idade limite	Prof. limite biozonas	Idade limite
	segundo descrição	biozonas estimada	de acordo com análise	biozonas estimada
Biozonas	do testemunho	segundo isótopos de O	quantitativa foraminiferos	segundo isótopos de O
Z /Y	37 cm	13,5 kyrs	35 cm	13,3 kyrs
Y / X	830 cm	88 kyrs	825 cm	87,5 kyrs
x /w	1039 cm	124 kyrs	1025 cm	120 kyrs
W /V	1257 cm	142 krys	1257 cm	142 krys

Tabela 12: Limites das biozonas do testemunho GL-852

Tabela 13: Limites das biozonas do testemunho GL-854

limite	Prof. limite biozonas	Idade limite	Prof. limite biozonas	Idade limite
	segundo descrição	biozonas estimada	de acordo com análise	biozonas estimada
Biozonas	do testemunho	segundo isótopos de O	quantitativa foraminiferos	segundo isótopos de O
Z /Y	7 cm	13 kyrs	10 cm	15 kyrs
Y / X	345 cm	83 kyrs	356 cm	84 kyrs
x /w	595 cm	132 kyrs	586 cm	130 kyrs
W /V	628 cm	142 krys	633 cm	142 krys
V/U	1615 cm	492 kyrs	1622 cm	496 kyrs
U/T	1840 cm	614 kyrs	1852 cm	635 kyrs



Figura 29: Figura comparando descrição por presença e ausência (linha azul) com a análise quantitativa (linha laranja).

Verificou-se que as diferenças de idade entre as profundidades dos limites das biozonas estabelecidas de forma preliminar a partir da descrição testemunho (biozonas identificadas pela presença/ausência do *plexo menardii*) e aquelas estabelecidas após a análise qualitativa do *plexo menardi* algumas vezes é inexistente (ex. limite W/V), em torno de ka (ex. limite Y/X) ou pode ser um pouco maior nas biozonas mais antigas (ex. 22 ka no limite U/T).

Apesar da construção do modelo de idade para os testemunhos GL-1102, GL-1099, GL-1105 somente ser possível mediante o posicionamento dos limites das biozonas conforme a descrição testemunho (não existem dados de isótopos de oxigênio para o estabelecimento da estratigrafia isotópica) e com base nos dados apresentados nas Tabelas 12 e 13 acima, acredita-se que na escala de tempo que estes testemunhos compreendem (~1600 ka) uma diferença pequena entre as idades estabelecidas pelos 2 métodos anteriores, como por exemplo 22 ka no limite U/T, não comprometa os resultados do presente estudo. Os modelos de idade para cada testemunho foram gerados a partir das Equações 4 e 5, onde foram utilizados os dados de bioestratigrafia (profundidades dos limites das biozonas definidos pela presença/ausência do *plexo menardii* e idades dos limites de acordo com a Vicalvi (1999, 2009) e Costa *et al.* (2018; Tabelas 5 a 11).

A seguir, são apresentados os modelos de idade gerados por bioestratigrafia e por isótopos de oxigênio e radiocarbono (Figuras 30 a 36). De um modo geral, pode-se observar uma semelhança entre os modelos. O conjunto de testemunhos abrange os últimos 1,6 milhões de anos, sendo o testemunho GL-1109 o que compreende o menor período de tempo (últimos 42 ka) e o GL-1102 e GL-1099 atingem mais de 1,6 milhões de anos na sua base.



Figura 30: Modelos de idade do testemunho GL-1109 obtido através da Bioestratigrafia (A) e Isótopos de oxigênio (B).



Figura 31: Modelos de idade do testemunho GL-1090 obtido através da Bioestratigrafia (A) e Isótopos de oxigênio (B).



Figura 32: Modelos de idade do testemunho GL-852 obtido através da Bioestratigrafia (A) e Isótopos de oxigênio (B).



Figura 33: Modelos de idade do testemunho GL-854 obtido através da Bioestratigrafia (A) e Isótopos de oxigênio (B).



Figura 34: Modelo de idade do testemunho GL-1105 obtido através da Bioestratigrafia.



Figura 35: Modelo de idade do testemunho GL-1099 obtido através da Bioestratigrafia.



Figura 36: Modelo de idade do testemunho GL-1102 obtido através da Bioestratigrafia.

Uma correlação gráfica foi efetuada entre os modelos de idades gerados com base na bioestratigrafia e nos isótopos de oxigênio (Figuras 37 a 40). Os dados mostram uma grande similaridade em todos os testemunhos em que essa comparação é possível (GL's 1090, 852, 854, 1109). Nestes testemunhos o R² da reta de regressão linear entre os dois modelos de idade é superior a 0,9.

Desse modo, tanto o modelo de idade com base em isótopos de oxigênio, quanto por bioestratigrafia mostram resultados semelhantes. Assim, a escolha entre um modelo de idade utilizando bioestratigrafia ou isótopos de oxigênio não afeta a qualidade de uma cronologia em relação a outra. No testemunho GL-1109 as variações entre os modelos são maiores, mas mesmo assim a reta de regressão ajustada possui um R² de 0,91.



Figura 37: Correlação gráfica entre os modelos de idade para o testemunho GL-1090. A reta de regressão linear está representada pela linha mais clara.



Figura 38: Correlação gráfica entre os modelos de idade para o testemunho GL-854. A reta de regressão linear está representada pela linha mais clara.



Figura 39: Correlação gráfica entre os modelos de idade para o testemunho GL-852. A reta de regressão linear está representada pela linha mais clara.



Figura 40: Correlação gráfica entre os modelos de idade para o testemunho GL-1109. A reta de regressão linear está representada pela linha mais clara.

Outro modo de verificar a correlação entre os modelos de idade gerados com base na bioestratigrafia e nos isótopos de oxigênio, é a geração de uma matriz de correlação para cada testemunho com o auxílio da ferramenta estatística *Past* 3.17 (Hammer *et al.*, 2001) (Tabela 14). Os dados mostram que as correlações foram altas e significativas em todos os testemunhos em que essa comparação é possível (GL's 1090, 852, 854, 1109).

Ressaltando que as diferenças entre os modelos de idade do testemunho GL-1109 não são significativas.

Correlação de Pearson		Valor de p
GL-1090	0,99622	0
GL-854	0,9888	7,82E-303
GL-852	0,99803	7,14E-115
GL-1109	0,95619	2,25E-166

Tabela 14: Resultado matriz correlação entre os modelos de idades.

Assim sendo, a cronologia com base na bioestratigrafia dos foraminíferos planctônicos do *plexo menardii* será utilizada deste ponto em diante do trabalho, visto que ela é comum a todos os testemunhos e nos casos em que foi possível compará-la com outro método mais preciso para estabelecer cronologia (Ex: isótopos de oxigênio), os resultados entre eles foram muito semelhante.

7.4 Variação do teor de carbonato de cálcio e da Susceptibilidade magnética ao longo do tempo

A seguir são apresentados os perfis dos teores de carbonato de cálcio estimados juntamente com os dados brutos de susceptibilidade magnética para todos os testemunhos deste estudo (Figuras 41 a 47). Através dos gráficos podemos observar que os perfis de susceptibilidade magnética e do teor de carbonato de cálcio tem comportamento inverso, ou seja, quando um aumenta o outro diminui e a correlação visual entre eles é relativamente alta. A escala da susceptibilidade magnética foi invertida nas Figuras 41 a 47 para melhor visualização da correlação entre eles. Os perfis são apresentados por ordem crescente de idades para facilitar uma melhor visualização da variação dos parâmetros ao longo do tempo.

GL-1109

A base do testemunho se encontra dentro da biozona Y e seu topo na biozona Z, compreendendo aproximadamente os últimos 42 ka (Figura 41). Da base do testemunho até o limite entre as biozonas Y/Z (~10 ka) o teor de carbonato de cálcio se mante entre valores de 15% a 3% com uma leve tendência de diminuição da base até o limite Y/Z. A susceptibilidade magnética varia entre 30 e 5, com uma tendência contrária à do teor de carbonato de cálcio, que aumenta em direção ao limite Y/Z.

Próximo ao limite Y/Z observa-se um abrupto aumento nos teores de carbonato de cálcio (de ~15 % para ~23%) e diminuição na Susceptibilidade magnética (de ~20 para ~10).



Figura 41: Variação dos teores de CaCO₃ e Susceptibilidade magnética, ao longo do tempo, para o testemunho GL-1109. Em destaque as Biozonas obtidas através da bioestratigrafia.

GL-1090

O testemunho abrange as biozonas Z, Y e X completas (Figura 42). O teor de carbonato de cálcio varia entre 10% e 60% neste testemunho, atingindo seu pico máximo no limite W/X (~128 ka) e mínimo dentro da biozona Y (10% em ~54 ka).

A susceptibilidade magnética apresenta seu pico máximo na biozona Y (~ 45 ka) e mínimo no topo do testemunho, dentro da biozona Z.

Podemos observar uma redução nos teores de carbonato de cálcio na biozona X em direção ao limite X/Y, na biozona Y os teores de carbonato de cálcio voltam a aumentar gradativamente até a biozona Z. O oposto ocorre para a susceptibilidade magnética





Figura 42: Variação dos teores de CaCO₃ e Susceptibilidade magnética, ao longo do tempo, para o testemunho GL-1090. Em destaque as Biozonas obtidas através da bioestratigrafia.

O testemunho abrange as biozonas Z, Y, X e W completas (~150 ka) com o teor de carbonato de cálcio variando entre 10 e 50 % (Figura 43). Numa visão geral os valores de teor de carbonato de cálcio aumentam em direção ao topo, ocorrendo o contrário para a susceptibilidade magnética. Os maiores valores de carbonato de cálcio e menores de susceptibilidade magnética se encontram no topo do testemunho. Diferente dos demais testemunhos este não apresenta valores elevados de carbonato de cálcio no limite das biozonas W/X (60% no GL-1090, 55% no GL-854 e 70% no GL-1105).





Figura 43: Variação dos teores de CaCO₃ e Susceptibilidade magnética, ao longo do tempo, para o testemunho GL-852. Em destaque as Biozonas obtidas através da bioestratigrafia.

O testemunho abrange as biozonas Z, Y, X, W, V e U completas (~650 ka). Grandes variações tanto no teor de carbonato de cálcio quanto da susceptibilidade magnética podem ser observadas ao longo deste testemunho. O teor de carbonato de cálcio varia entre 10% e 60% com valores máximos observados em 3 principais picos, localizados na biozona V (~400 e 475 ka) e no limite X/W (Figura 44). O menor valor encontrado para o teor de carbonato de cálcio se encontra na biozona Y (~ 50 ka).

Para a susceptibilidade magnética o pico com valores mais elevados se encontra também na biozona V (~450 ka), com outro um pico um pouco menos expressivo na biozona U (~600 ka). Os menores valores de susceptibilidade magnética ocorrem nos limites U/V e W/X.





Figura 44: Variação dos teores de CaCO₃ e Susceptibilidade magnética, ao longo do tempo, para o testemunho GL-854. Em destaque as Biozonas obtidas através da bioestratigrafia.

O testemunho abrange as biozonas Z, Y, X, W, V e U completas (~650 ka), o teor de carbonato de cálcio varia entre 10% e 75% ao longo do testemunho (Figura 45). Uma tendência de aumento no teor de carbonato de cálcio pode ser observada em direção ao topo da biozona U, seguida de uma variação nos valores na biozona V (picos mais elevados em ~ 480, 425 e 275ka), aumentando em direção ao limite das biozonas W/X. Os valores máximos de teor de carbonato de cálcio estão no topo do testemunho (biozona Z) e na biozona Y (~475 ka). Na biozona Y (~70 ka) e na biozona V (200 ka e 425 ka) encontram-se os picos de valores mínimos no teor de teor de carbonato de cálcio. Exatamente o contrário pode ser observado para a susceptibilidade magnética





Figura 45: Variação dos teores de CaCO₃ e Susceptibilidade magnética, ao longo do tempo, para o testemunho GL-1105. Em destaque as Biozonas obtidas através da bioestratigrafia.

O testemunho abrange as biozonas U, T, S e R completas (~500-1650 ka) (Figura 46). O teor de carbonato de cálcio varia entre 10% e 55% ao longo do testemunho. A grande variação do teor de carbonato de cálcio ao longo do testemunho não permite estabelecer tendências gerais de aumento ou diminuição do mesmo ao logo do tempo. O maior pico de carbonato de cálcio está próximo ao limite das biozonas S/T (~950 ka) e o menor está dentro da biozona R (em ~1500 ka). Para a susceptibilidade magnética, tanto o maior pico quanto o menor, se encontram dentro da biozona R.



Figura 46: Variação dos teores de CaCO₃ e Susceptibilidade magnética, ao longo do tempo, para o testemunho GL-1099. Em destaque as Biozonas obtidas através da bioestratigrafia.

Assim como o GL-1099, testemunho abrange as biozonas U, T, S e R completas (~500-1650 ka) (Figura 47). O teor de carbonato de cálcio varia entre 10% e 70%, com uma tendência de aumento em direção ao topo da biozona R. No limite R/S os valores diminuem gradativamente até atingirem valores mínimos em ~1050 ka, aumentam novamente na biozona T (~950 ka), diminuem em ~800 ka e aumentam em direção ao limite T/U. Na biozona U os valores diminuem novamente. O valor máximo do teor de carbonato de cálcio se encontra próximo ao limite T/U (~700 ka) e o mínimo se encontra na biozona R, próximo a base do testemunho (~1600 ka). A susceptibilidade magnética acompanha de maneira clara e oposta os dados de carbonato, com exceção em ~ 840 ka.





Figura 47: Variação dos teores de CaCO₃ e Susceptibilidade magnética, ao longo do tempo, para o testemunho GL-1102. Em destaque as Biozonas obtidas através da bioestratigrafia.

7.5 Correlação dos dados de susceptibilidade magnética e do teor de carbonato de cálcio

Uma matriz de correlação foi calculada com o software *Past* 3.17 (Hammer *et al.*, 2001) para garantir estatisticamente a correlação entre susceptibilidade magnética e carbonato de cálcio, a fim de se verificar se a susceptibilidade magnética também pode ser uma ferramenta de construção de um perfil composto, assim como o teor de carbonato de cálcio.

A matriz foi elaborada com a base na correlação linear de Pearson, com p significativo menor que 0,05, ou seja, os dados onde o valor de p é menor que 0,05 são correlacionados, e por ser uma análise linear, os dados significativos com um valor de correlação próximo a 1, são considerados muito correlacionáveis.

Para todos os testemunhos as correlações são muito significativas, com valores de p muito menores que 0,05 (Tabela 15). Assim sendo, os perfis de carbonato de cálcio e de susceptibilidade magnética são correlacionáveis entre si. Para alguns dos perfis essa correlação é maior (GL-1109, Gl-1105, GL-1099 e GL-1102) e para outros, menor (GL-1090, GL-852 e GL-854).

	Correlação de Pearson	Valor de <i>p</i>
GL-1109	-0,76126	5,01E-61
GL-1090	-0,56256	1,23E-47
GL-852	-0,56677	1,75E-09
GL-854	-0,45876	1,89E-20
GL-1105	-0,61752	8,05E-17
GL-1099	-0,66005	1,74E-08
GL-1102	-0,78228	5,54E-43

Tabela 15: Correlação entre CaCO₃ e Susceptibilidade magnética para cada um dos testemunhos.

7.6 Construção dos Perfis Compostos

A seguir estão apresentados os resultados finais dos perfis, gerados pelos dois métodos, testados neste trabalho.

Empilhados, os testemunhos abrangem os últimos 1650 ka (biozonas de Z a R). Há sempre pelo menos dois testemunhos abrangendo um mesmo período de tempo. Semelhanças entre os testemunhos podem ser observadas, como é o caso do limite de biozonas X/W no qual, todos os testemunhos que possuem esse limite, apresentam um pico de teor de carbonato de cálcio no mesmo e uma cava no valor de susceptibilidade magnética.

Método 1

A rotina criada para o método 1 gera gráficos de Idade (ka) X teor carbonato de cálcio e Idade (ka) X susceptibilidade magnética. Os dados de saída para o método 1 estão representados na Figuras 48 e 89 (teor de carbonato de cálcio e susceptibilidade magnética, respectivamente).

Estão apresentados os perfis interpolados em função de uma mesma idade estabelecida para todos os testemunhos (numerados de 0 a 6: GL's 852, 854, 1105, 1099, 1090, 1109, 1102 respectivamente) e o perfil composto gerado (soma).

Como era de se esperar, os perfis compostos do teor carbonato de cálcio e da susceptibilidade magnética apresentam as mesmas variações dos perfis bases (testemunhos individuais), exceto ao redor de 700ka, onde somente dois testemunhos apresentam dados nesta idade e ambos mostram tendência oposta nos teores de carbonato de cálcio e susceptibilidade magnética A maior densidade de dados/testemunhos se

encontra no começo do perfil composto (de 0 a 600 ka) e a menor, com somente dois testemunhos representativos, de 600 ka ao fim do perfil composto.



Figura 48: Dados de saída gerados pela rotina do Método 1 para o CaCO₃. Eixo X: Idade (ka). Eixo Y: CaCO₃ (%).



Figura 49: Dados de saída gerados pela rotina do Método 1 para a Susceptibilidade magnética (notar que o eixo vertical não está invertido como foi apresentado nas figuras anteriores). Eixo X: Idade (ka). Eixo Y: Susceptibilidade magnética (SIx10⁻⁵).

Os perfis compostos finais gerados e isolados para o teor de carbonato de cálcio e susceptibilidade magnética estão apresentados nas Figuras 50 e 51. O teor de carbonato de cálcio varia entre 10 e 65% para este perfil. O pico máximo de teor de carbonato de cálcio se encontra em torno de 450 ka e os mínimos em torno de 1500 ka, e 50 ka. Uma vez que existem variações significativas do teor carbonato de cálcio ao longo do perfil, foram identificados na Figura 50 os principais picos de altos valores de teor de carbonato de cálcio (p1-p14) e cavas com baixos valores de teor de carbonato de cálcio (c1-c13).

A Figura 51 mostra que o pico máximo de susceptibilidade magnética se encontra em torno de 1550 ka e os mínimos no início do perfil e em 450 ka. Assim como ocorre no perfil de teor de carbonato de cálcio, existem variações significativas da susceptibilidade magnética ao longo do perfil com presença de picos (p1-p9) e cavas (c1c10) bem marcados. Uma tendência geral de diminuição da susceptibilidade magnética pode ser observada em direção ao topo do perfil. As variações de susceptibilidade magnética entre 750-1650 ka são maiores quando comparadas com a porção mais recente do perfil (0 -750 ka).








Método 2

A rotina desenvolvida para o Método 2 gera gráficos de idade (ka) X teor carbonato de cálcio e idade (ka) X susceptibilidade magnética. Os dados de saída para o teor de carbonato de cálcio e susceptibilidade magnética para o Método 2 estão representados nas Figuras 52 e 55.

Nas Figuras 52 e 53 temos a primeira saída do programa que consiste de um gráfico Idade (ka) X teor de carbonato de cálcio/susceptibilidade magnética de todos os dados dos 7 testemunhos, alinhados numericamente em ordem crescente de idade. Neste método os testemunhos são primeiramente colocados em ordem crescente de idade e posteriormente se calcula a média móvel dos dados ordenados.

Pode-se observar uma maior densidade de dados no começo do perfil e uma menor no final.



Figura 52: Primeira saída gerada pela rotina do Método 2 para o CaCO₃. Eixo X: Idade (ka). Eixo Y: CaCO₃ (%).



Figura 53: Primeira saída gerada pela rotina do Método 2 para a Susceptibilidade magnética. Eixo X: Idade (ka). Eixo Y: Susceptibilidade magnética (SIx10⁻⁵).

As saídas finais para o Método 2, após o cálculo da média móvel dos dados estão apresentadas nas Figuras 54 e 55. Neste método a média móvel suaviza os dados, revelando um perfil mais atenuado (laranja) em relação aos dados originais (azul).



Figura 54: Saída final gerada pela rotina do Método 2 para o CaCO₃. Eixo X: Idade (ka). Eixo Y: CaCO₃ (%).



Figura 55: Saída final gerada pela rotina do Método 2 para a Susceptibilidade magnética. Eixo X: Idade (ka). Eixo Y: Susceptibilidade magnética (SIx10⁻⁵).

Os perfis compostos finais (em laranja nas figuras acima) foram isolados e estão apresentados nas figuras (Figura 56 e 57).

Assim como pôde ser observado para o método 1, foi possível identificar vários picos (p1-p9) e cavas (c1-c9) ao longo do perfil composto para o método 2. O perfil de carbonato de cálcio apresenta seu pico máximo em torno de 950 ka e o mínimo em torno de 600 ka. As variações do teor de carbonato de cálcio entre 900 e 1600ka são maiores quando comparadas com a porção mais recente do perfil (0 -100 ka) (Figura 56).

Assim como ocorre no perfil composto do teor de carbonato de cálcio, existem variações significativas da susceptibilidade magnética ao longo do perfil (Figura 57), com presença de picos (p1-p10) e cavas (c1-c13) bem marcados.

O perfil composto de susceptibilidade magnética pode ser dividido em três partes. A primeira, no começo do gráfico (c1-c5) com as maiores densidades de dados com diversas variações de curto prazo. A segunda parte, entre c6-c8, com poucos picos/cavas em um amplo intervalo de tempo. A terceira, parte final do perfil (c8-c13), apresenta grandes variações na amplitude dos dados.









8. Discussão

No primeiro método utilizado para construção dos perfis compostos (Método 1) levou-se em consideração a média de todos os dados interpolados de todos os 7 testemunhos em cada ponto de idade existente. Ou seja, para cada idade x foi calculada uma média dos valores do parâmetro analisado de todos os testemunhos que possuíam aquela idade. Como os perfis de teor de carbonato de cálcio e de susceptibilidade magnética dos 7 testemunhos não abrangem o mesmo intervalo total de tempo, em alguns trechos dos perfis compostos as médias foram calculadas com menos de 7 dados (considerando cada testemunho como um dado).

Essa variação do número amostral das médias pode causar um "efeito de borda", como mostrado na Figura 58 para os dados de carbonato de cálcio e Figura 59 para a susceptibilidade magnética. Primeiramente a média estava sendo calculada somente com dados do testemunho GL-852 (identificado como 0-azul na Figura 58), quando se começa a ter dados do testemunho GL-1109 (identificado como 5-marrom na Figura 58) e os dados passam a incluir a média dos dois testemunhos, há uma grande diminuição nos valores do perfil composto "soma" (cinza) devido às diferenças nas amplitudes dos valores de carbonato de cálcio dos testemunhos GL-852 e GL-1109 (dados 0 e 5). Posteriormente mais testemunhos são adicionados ao cálculo da média fazendo com que o perfil seja calculado com base em mais dados evitando tais discrepâncias que possam ocorrem com somente dois testemunhos e o resultado final tenha menos erros.

Os efeitos de borda estão presentes principalmente nos dados de teor de carbonato de cálcio, devido a diferença de recobrimento de perfis ser maior para este parâmetro do que para a susceptibilidade magnética (Figura 48), no qual o empilhamento de perfis em um mesmo ponto é melhor, ou seja, a mais testemunhos com dados de susceptibilidade que recobrem o mesmo período de tempo (começam e terminam no mesmo período).



Figura 58: Zoom na saída do programa do Método 1 para os dados de CaCO₃mostrando o "efeito de borda". No eixo X temos idades e no Y teor de CaCO₃.



Figura 59: Zoom na saída do programa do Método 1 para os dados de susceptibilidade magnética mostrando o "efeito de borda". No eixo X temos idades e no Y susceptibilidade magnética.

Esse "efeito de borda" ocorre todas as vezes que há uma mudança na quantidade de testemunhos utilizados para calcular a média, adicionada a uma grande diferença na amplitude dos valores do parâmetro em questão entre os testemunhos. Desse modo, quanto maior o número de testemunhos, bem como a utilização de testemunhos que recobrem o mesmo intervalo total de tempo, melhor será o resultado final do perfil composto, uma vez que além de se aumentar o número amostral da média calculada eliminam-se os "efeitos de borda" que podem eventualmente ser gerados.

A fim de tentar reduzir ou eliminar os "efeitos de borda" e aumentar a precisão do perfil composto elaborado pelo Método 1, um segundo método foi desenvolvido (Método 2). Como o método 2 utiliza um sistema de janela móvel para calcular a média dos dados, ou seja, calcula a média de todos os pontos que se encontram dentro da janela, o efeito de borda é eliminado. Entretanto, devido a resolução dos dados e novamente ao número de testemunhos não ser igual em toda a extensão temporal, a média móvel acaba por atenuar/sobressaltar os dados ou em alguns casos inverter o padrão dos mesmos em relação ao dado original do testemunho.

Nas Figuras 60 e 61 os perfis compostos gerados pelos métodos 1 e 2 estão apresentados juntamente com os dados originais de teor carbonato de cálcio (Figura 60) e de susceptibilidade magnética (Figura 61) de cada testemunho. Em uma análise visual é possível notar uma diferença entre os perfis gerados pelos diferentes métodos. No perfil composto do Método 1, em geral a oscilação dos dados de teor carbonato de cálcio originais dos testemunhos é preservada. Ao passo que no perfil composto do Método 2 pode se observar algumas divergências em relação aos dados de teor carbonato de cálcio originais dos testemunhos. Por exemplo, redução expressiva de alguns picos em ~125 ka (bastante evidentes nos 4 testemunhos que recobrem esta idade: GL's 1090, 852, 1105 e 854), a inversão de picos em vales em ~ 400ka (GL's1105 e 854) e vales em picos em ~550 ka (GL's 1105, 854, 1102 e 1099) e o aumento de picos não muito expressivos (exemplo 1150 ka) nos dados de teor carbonato de cálcio originais dos testemunhos de teor carbonato de cálcio originais dos testemunhos de teor carbonato de cálcio sem vales em ~ 102 e 1099.

Com relação aos dados de susceptibilidade magnética, podemos também observar as mesmas divergências relação aos dados originais dos testemunhos ao utilizar o método 2. Por exemplo, um aumento expressivo de algum pico em ~245 ka (inexistente nos 2 testemunhos que recobrem esta idade: GL's 1105 e 854), a inversão de picos em vales em ~ 850 e 1800 ka (GL's1102 e 1099) e vales em picos em ~1450 ka (GL's 1102 e 1099).

Ao comparar os dados de teor carbonato de cálcio e susceptibilidade magnética originais dos testemunhos com o perfil composto gerado através do Método 1, verificase que, apesar dos "efeitos de borda" que este método apresenta, mesmo assim ele foi o método que melhor preservou a variação dos parâmetros originais estudados ao longo do tempo (Figura 60 e 61). Sendo assim os perfis compostos de teor carbonato de cálcio e susceptibilidade magnética gerados pelo Método 1 serão utilizados para as discussões e conclusões a seguir.



Figura 60: Relação entre todos os perfis de teor de CaCO₃ de todos testemunhos utilizados bem como apresentação conjunta dos perfis compostos gerados pelos métodos 1 e 2.



Figura 61: Relação entre todos os perfis de Susceptibilidade magnética de todos testemunhos utilizados bem como apresentação conjunta dos perfis compostos gerados pelos métodos 1 e 2.

A Figura 63 foi elaborada com o intuito de verificar se existe alguma correlação entre os perfis compostos de carbonato de cálcio, susceptibilidade magnética e a curva padrão isótopos de oxigênio, qual é amplamente utilizada na literatura para caracterização das variações climáticas globais ocorridas ao longo do tempo (Chappell & Shackleton, 1986; Bloemendal *et al.*,1995; Lécuyer & Allemand, 1999; Metcalfe *et al.*, 2019). Deste modo, verifica-se uma boa concordância entre os perfis (carbonato de cálcio, Sus.Mag. e isótopos de oxigênio) até ~550-600 ka. Neste intervalo, a relação entre o perfil composto de carbonato de cálcio e a curva padrão oxigênio LR04 (Lisiecki & Raymo (2005) é positiva e para o perfil composto de susceptibilidade magnética a relação é negativa (Figura 63).

Esse sincronismo entre os parâmetros é coerente, uma vez que ambos são influenciados pelos mesmos fatores climáticos, principalmente as variações no volume de gelo devido as alterações climáticas glaciais e interglaciais, que acarretam alterações na composição isotópica da água do mar, flutuações no nível médio dos oceanos que por sua vez afeta o transporte/deposição de sedimentos no fundo marinho.

Dentro deste contexto é importante compreender como o teor de carbonato de cálcio e a susceptibilidade magnética se enquadram como indicadores paleoceanográficos. De acordo com os dados obtidos neste trabalho, bem como em muitos da literatura (Weedon et al., 1999; Schmieder *et al.*, 2000; Ellwood *et al.*, 2000, 2007; Schmieder, 2003), os teores de carbonato de cálcio e a susceptibilidade magnética variam de forma cíclica ao longo do tempo, respondendo às variações climáticas e ambientais globais e locais.

Neste trabalho, através das correlações entre ambos dados, podemos observar que tanto o teor de carbonato de cálcio como a susceptibilidade magnética seguem de maneira conjunta os dados isotópicos até ~550-600 ka, por consequência ambos indicadores também devem refletir as condições climáticas do ambiente no neste intervalo de idade.

A susceptibilidade magnética, varia no tempo conforme as condições paleoceanográficas do ambiente estando correlacionada com a variação do carbonato de cálcio. A susceptibilidade magnética é um indicador que revela a relação entre material terrígeno (litogênico) e material carbonático (biogênico) (Kent, 1982; Thompson & Oldfield, 1986). Esta relação está ligada ao clima, uma vez que, o aporte de sedimentos terrígenos/carbonáticos varia com o mesmo e com suas consequências tais como, alterações no nível do mar e na produtividade dos organismos.

Neste estudo podemos observar que ambas variações temporais, do teor de carbonato de cálcio e da susceptibilidade magnética, estão presentes em todos os testemunhos analisados e nos perfis composto gerados e não somente isso, ambos indicadores variam de forma análoga em todos testemunhos que apresentam o mesmo período de tempo e a mesma localização

Essas grandes semelhanças entre os testemunhos, que são transferidas para os perfis compostos, se devem ao fato de os testemunhos estarem na mesma bacia sedimentar, ou seja, todos estão sujeitas as mesmas características oceanográficas e sedimentares atuantes na bacia.

Uma variação nos valores absolutos do teor de carbonato de cálcio nos testemunhos mais próximos a costa (GL-1109 e GL-852) em relação aos mais distantes (GL-1105) pode ser observada (Figuras 9, 41, 43 e 45). Sendo que os testemunhos mais próximos a costa são mais pobres em carbonato de cálcio e os mais distantes mais enriquecidos. Os menores valores de teor de carbonato de cálcio nos testemunhos mais próximos podem estar ligados ao efeito do maior aporte de materiais terrígenos, por estarem mais próximos à costa estão mais sujeitos ao aporte de material não carbonático proveniente do continente. Desse modo o sinal do teor de carbonato de cálcio sofre o efeito de diluição por material terrígeno.

Os valores absolutos dos teores de carbonato de cálcio nos testemunhos mais distantes da costa são relativamente altos, chegando a 70% em alguns casos (Ex: GL-1105). Essa grande preservação se deve, além de não haver diluição, ao fato de os testemunhos estarem localizados acima da CCD (bem como da lisoclina), tornando os efeitos de dissolução em função da profundidade inexistentes nestes testemunhos.

Nos dados originais de susceptibilidade magnética também se observa uma diferenciação nos valores da mesma nos testemunhos próximos à costa em relação aos mais distantes. Os valores tendem a aumentar quanto maior a distância da costa, ou seja, testemunhos mais próximos a costa são mais pobres minerais paramagnéticos e os mais distantes mais ricos.

As partículas ferromagnéticas costumam se associar com os sedimentos finos (argilosos), provocando uma elevação da susceptibilidade magnética, e a presença de quartzo e carbonatos geram baixos valores (Ellwood et at., 2006). Desse modo, os menores valores de susceptibilidade magnética nos testemunhos mais próximos podem estar ligados ao efeito do maior aporte de materiais terrígenos e/ou uma maior presença

72

de quartzo. Por estarem mais próximos à costa este material apresenta baixos valores de susceptibilidade magnética.

Nos últimos 125 ka, alguns eventos climáticos milenares puderam ser observados nos perfís compostos, tais como os Eventos Heinrich (H's) com um total de 6 eventos ocorridos entre 18 e 60 ka e o Younger Dryas ocorrido entre 11,5 e 12,8 ka (Muscheler *et al.*, 2008). Todos estes eventos encontram-se dentro da Biozona Y (9,7 a 85,4 ka).

Os eventos H's foram descritos primeiramente por Heinrich (1988) como eventos naturais em que grandes icebergs se desprendem das geleiras no Atlântico Norte.

O perfil composto do teor de carbonato de cálcio nos últimos 60 ka, que compreendem o intervalo de ocorrência dos eventos H's, apresenta uma diminuição nos valores e o perfil composto de susceptibilidade magnética revela um aumento (Figura 62). Neste trabalho, devido a resolução temporal dos testemunhos estes eventos de curta duração podem ser observados somente nos testemunhos GL-1109 e GL-1090, os quais foram principais os testemunhos responsáveis pela geração do perfil composto neste intervalo. Essa diminuição no teor de carbonato de cálcio/aumento da susceptibilidade magnética, observadas provavelmente estão ligadas ao aumento do aporte de sedimentos terrígenos o que gera o efeito de diluição no teor de carbonato de cálcio e um maior aporte de material magnético.

O Younger Dryas (12,8 a 11,5 ka) é um evento caracterizado por um retorno as condições glaciais durante períodos de aquecimento do clima global depois do Último Máximo Glacial (Muscheler *et al.*, 2008) e assim como nos eventos Heinrich também há um aumento no aporte de material terrígenos para os oceanos. Neste período há uma diminuição nos teores de carbonato de cálcio e aumento nos valores de susceptibilidade magnética (Figura 62), e assim como nos eventos Heinrich, provavelmente sejam relacionados aos efeitos de aporte de material terrígeno causados por um aumento na taxa de sedimentação. Este evento também pode ser observado somente nos testemunhos GL-1109 e GL-1090.

Perfil Composto



Figura 62: Eventos climáticos de curta duração evidenciados.

Ambos eventos climáticos citados acima são eventos de menor duração e intensidade, mesmo assim, essas variações climáticas de curta duração podem ser evidenciadas tanto no perfil composto de teor de carbonato de cálcio quanto nos de susceptibilidade magnética.

Considerando as escalas de tempo maiores que 60vka e menores que 650 ka, com os testemunhos GL's 852, 1105, 1090 e 854 predominantes nos perfis compostos, os eventos climáticos dominantes são as variações dos ciclos climáticos glaciais e interglaciais.

Por consenso um intervalo interglacial é representado por estágios isotópicos impares e suas principais feições atmosféricas e oceânicas podem ser comparáveis com o período interglacial atual (temperaturas globais mais elevadas, nível do mar alto, menores taxas de sedimentação, menores teores de carbonato de cálcio, menores valores de δ^{18} O). Já os períodos glaciais são representados por estágios isotópicos pares tendo como caraterística marcante o aumento no volume de gelo de geleiras, devido a diminuição das temperaturas globais, esse aumento de gelo acarreta em uma diminuição do nível do mar e por consequência um aumento na taxa de sedimentação. Mudanças na estrutura de massas d'agua, em relação aos períodos interglaciais, também ocorrem ao longo do globo.

Os valores do teor de carbonato de cálcio do perfil composto são menores durante os períodos glaciais (estágios 2-3-4, 6,8,10,12 e 14) e maiores durante os interglaciais (estágios 1,5,7,9,11 e 13) (Figura 63). Os teores de carbonato de cálcio são maiores durante os interglaciais porque as condições climáticas e oceanográficas durante esses períodos são melhores para a preservação e acumulação do carbonato de cálcio do que nos períodos glaciais.

Os valores de susceptibilidade magnética do perfil composto são maiores durante os períodos glaciais e menores durante os interglaciais (Ex: Figura 63). Os sinais de susceptibilidade magnética são maiores durante os glaciais porque condições climáticas e oceanográficas durante esses períodos são favoráveis ao aumento de material magnético nos sedimentos marinhos (aporte de material terrígeno continental).





Durante os períodos glaciais como consequência do aumento do volume de gelo, o nível do mar fica relativamente menor, expondo uma maior porção da plataforma oceânica e permitindo que os sedimentos do continente cheguem a maiores profundidades. Desse modo a diluição do teor de carbonato de cálcio é muito maior em períodos glaciais e por semelhança os sinais de susceptibilidade magnética são maiores. Esse efeito de maior diluição/aumento do sinal de susceptibilidade magnética por material continental devido ao recuo do nível do mar pode ser melhor entendido quando analisamos os testemunhos mais próximos a costa em relação aos mais distantes. Nos mais próximos os valores de teor de carbonato de cálcio chegam a ser mínimos durante os períodos glaciais, menores que 5%, ao passo que, a redução nos testemunhos mais ao largo é um pouco menor (mínimos em torno de 10%).

Além do aporte de sedimentos, outro parâmetro que varia de um período para o outro é a configuração das massas de água profundas locais. Durante períodos interglaciais a composição de massas de água da Bacia de Santos, com predominância de águas oriundas do Norte (APAN), é favorável a preservação do carbonato de cálcio. Nos períodos glacias o contexto oceanográfico se altera, gerando uma nova estrutura de massas d'água, com um aumento da presença de água oriundas de Sul (Água Circumpolar Inferior), menos favoráveis a preservação do carbonato de cálcio (Gonzales *et al*, 2017

A massa de água predominante nos períodos interglaciais nas profundidades dos testemunhos (~2000 m), a APAN, é rica em oxigênio e pobre em CO₂, ao passo que nos períodos glaciais a massa de água dominante nas mesmas profundidades, a água oriunda de Sul (ACI), tem características opostas (Ruddiman & Heezen, 1967; Berger, 1968; Curry & Oppo, 2005; Gonzales *et al*, 2017; Santos *et al*, 2017). Esse enriquecimento em CO₂ das massas de água predominantes em períodos glaciais, torna suas águas mais ácidas, aumentando os efeitos de dissolução do carbonato de cálcio dificultando a preservação do mesmo (Rahmstorf, 2002)

Após 600 ka uma correlação entre o perfil composto do teor de carbonato/susceptibilidade magnética e a curva padrão de isótopos de oxigênio (LR04) se torna precária ou inexistente (Figura 64). Esta dificuldade de correlação pode ser resultado de: (a) menor resolução dos dados dos perfis compostos, uma vez que entre ~600-1650 ka os perfis compostos foram gerados somente com o empilhamento de dois testemunhos (GL's 1102 e 1099), sendo um dele de baixa resolução amostral, e/ou (b) o intervalo estar situado dentro do período de transição das frequências orbitais, denominado *Mid Pleistocene Transition* (MPT). O MPT inicia em torno de 1250 ka e

termina em 700 ka (Clark et al., 2006) e é caracterizado pela mudança das frequências orbitais com ciclos 100 ka durante o MPT para ciclos 41 ka após o fim do MPT (~700ka ao Recente).

Köhler & Bintanja (2008) verificaram que as amplitudes médias dos valores de em δ^{13} C bentônico de sedimentos do Oceano Pacífico profundo, durante intervalos glaciais/interglaciais, aumentaram em todo o MPT em ~ 40%, enquanto as amplitudes similares de δ^{18} O da curva LR04 aumentaram em um fator de dois sobre o mesmo intervalo de tempo. A partir desta descoberta os autores sugeriam um "desacoplamento do clima" entre as diferentes dinâmicas do sistema climático e do ciclo do carbono durante o MPT. Desse modo, a dinâmica observada no δ^{13} C não pode ser explicada se relações de semelhança entre variáveis climáticas individuais com o LR04 forem assumidas antes e depois do MPT.

Assim sendo, as diferenças observadas entre os perfis compostos de teor de carbonato de cálcio, susceptibilidade magnética e a curva padrão de isótopos (LR04), entre 600-1650ka, não necessariamente é resultado de uma não resposta do carbonato de cálcio e da susceptibilidade magnética às variáveis climáticas, podendo ser somente uma diferença temporal de resposta de cada parâmetro ao clima, o que não desqualifica os perfis gerados neste trabalho como ferramentas de datação relativa.





A fim de se testar a eficácia dos perfis compostos gerados neste estudo como ferramentas cronológicas, os mesmos foram alinhados com perfis de carbonato de cálcio e Susceptibilidade magnética, de testemunhos extras com idades conhecidas (através do alinhamento dos dados de isótopos de oxigênio dos testemunhos com a curva padrão LR04), não utilizados neste estudo porque os localizados na Bacia de Santos não tinham dados de teor de carbonato de cálcio e os demais não pertenciam à Bacia de Santos. Na Tabela 16 estão apresentados os dados disponíveis de cada testemunho extra, bem como a sua localização.

Outro ponto importante a se destacar é o de os testemunhos extras disponíveis terem um limite de idade em torno de 500 ka, não sendo possível, dessa forma, adicionar informações de qualidade aos perfis compostos em toda sua extensão temporal.

Testemunho	CaCO₃	Susceptibilidade magnética	Localização
PC-75	✓	\checkmark	Bacia de Pelotas
KF-14	✓	\checkmark	Bacia de Campos
GL-867		✓	Bacia de Santos
GL-865		\checkmark	Bacia de Santos

Tabela 16: Testemunhos extras utilizados no teste de alinhamento com os perfis compostos de CaCO₃ e Susceptibilidade magnética.

Os testemunhos foram visualmente alinhados, demarcando -se os picos e cavas de acordos com os picos e cavas identificados nos perfis compostos. Em todos os casos o alinhamento foi possível, no entanto, muitas vezes de maneira não óbvia.

Em relação ao teor de carbonato de cálcio utilizou-se para os alinhamentos dois testemunhos (Figura 65), um oriundo da Bacia de Pelotas (testemunho PC-75 – localizado ao sul da bacia de Santos) e o outro da Bacia de Campos (testemunho KF-14 – localizado ao norte da Bacia de Santos).

O alinhamento dos dados de teor de carbonato de cálcio do testemunho PC-75 com o perfil composto de carbonato de cálcio gerado foi o mais intuitivo entre os dois disponíveis. A contagem/identificação de picos e cavas neste caso foi mais clara. As idades dos picos e cavas identificados no testemunho PC-75 são muito semelhantes às idades estimadas em função do perfil composto, com exceção da cava 1, datada em 12,5 ka no testemunho PC-75 e em 62,5 no perfil composto. Entretanto, mesmo sendo possível um certo alinhamento entre o testemunho PC-75 e o perfil composto, esse alinhamento foi forçado. Essa não possibilidade de um alinhamento claro se deve ao fato de o

testemunho se localizar em uma bacia diferente da bacia alvo do perfil composto (Bacia de Santos).

Para o testemunho KF-14 um alinhamento, muito precário, somente foi possível (com identificação de picos e cavas) devido ao conhecimento prévio das idades das amostras, pois as amostras não são continuas (existe a deposição de diamictitos conglomeráticos entre 25-125 ka conforme descrição litológica deste testemunho) e os dados de carbonato de cálcio do KF-14 diferem em muito do perfil composto de carbonato de cálcio.

Essa dificuldade em identificar os pontos de alinhamento entre os testemunhos PC-75 e KF-14 e o perfil composto se deve primeiramente ao fato destes se localizarem em diferentes bacias sedimentares. Deste modo, cada um dos testemunhos estará sujeito a um regime local de condições oceanográficas e sedimentológicas diferentes das do perfil composto. Assim, o perfil composto gerado neste trabalho representa as condições regionais da Bacia de Santos, deste modo o alinhamento provavelmente será realizado, de forma eficiente, somente com testemunhos provenientes desta mesma bacia.



Figura 65: Comparação entre diferentes curvas de testemunhos localizados na bacia de santos e em outras bacias com o perfil composto de CaCO₃.

Para a susceptibilidade magnética a discrepância entre os dados dos testemunhos das diferentes bacias (KF-14 e PC-75), é mais visível (Figura 66). Neste caso existem 4 testemunhos extras disponíveis com dados de susceptibilidade magnética: os mesmos utilizados para o teor de carbonato de cálcio (KF-14 e PUC), somados a dois testemunhos da Bacia de Santos (GL-865 e GL-867).

As diferenças entre os perfis de susceptibilidade magnética dos testemunhos KF-14 (Bacia de Campos) e PUC (Bacia de Pelotas) com o perfil composto de susceptibilidade magnética gerado neste trabalho são tão grandes que não foi possível a identificação de nenhum pico ou cava, relacionados ao perfil composto, mesmo conhecendo as idades dos testemunhos. Parece que para os dados de susceptibilidade magnética as características regionais da bacia são ainda mais efetivas sobre a variação do parâmetro registrada nos sedimentos do que em relação aos dados de carbonato de cálcio.

Assim sendo, e como observado na Figura 66, os testemunhos extras da Bacia de Santos (GL-865 e GL-867) são facilmente alinhados com o perfil composto de susceptibilidade magnética. Os picos e cavas são igualmente marcados em relação ao perfil composto.

Em relação as idades, após a identificação dos picos, observam-se uma diferença de fase entre as idades do perfil composto e as dos testemunhos extras (através do alinhamento dos dados de isótopos de oxigênio dos testemunhos com a curva padrão LR04), a partir da cava 4 e esta diferença aumenta conforme em direção às idades mais antigas, atingindo uma diferença de, por exemplo, 112 ka entre o pico 5 do perfil composto e o do testemunho GL-867. As maiores diferenças ocorrem na parte do perfil composto de menor resolução (500-1650 ka), na qual, dependendo da idade somente dois testemunhos foram utilizados para sua construção.



Figura 66: Comparação entre diferentes curvas de testemunhos localizados na bacia de santos e em outras bacias com o perfil composto de Susceptibilidade magnética

Para a construção dos perfis compostos, foram utilizados somente aqueles intervalos de profundidade dos 7 testemunhos com idades previamente conhecidas, por bioestratigrafia do *plexo menardii*. Deste modo, foram perdidas informações em relação ao topo de alguns testemunhos que tem seus centímetros iniciais já dentro da biozona V (0-469cm no GL-1099; 0-677cm no GL-1102). Por outro lado, também foram perdidas informações em relação à base dos testemunhos que se encontram dentro da biozona V no GL-1090 (1610-1975cm) e GL-852 (1255-2033cm) e biozona T no GL-854 (1850-2030cm). Isto porque não é possível o cálculo das idades de topo e/ou base nestes testemunhos pois as mesmas se encontraram-se no meio das biozonas.

Utilizando os perfis compostos gerados neste estudo pelo Método 1, foi possível efetuar um alinhamento gráfico destes com os testemunhos, acima citados (sem idades conhecidas de base e/ou topo) e estabelecer com melhor precisão os limites superiores e/ou inferiores desses testemunhos. Para facilitar a visualizados destes dados, as biozonas foram identificadas nos dados de carbonato de cálcio e/ou susceptibilidade magnética (por profundidade) de cada testemunho e nos perfis compostos gerados (Figura 67).

Em todos os casos foi possível determinar as idades relativas (de base e/ou topo) dentro de um intervalo de profundidades onde o estabelecimento de arcabouço cronológico é falho em função da limitação bioestratigráfica. Neste momento optou-se por efetuar somente uma correlação visual para testar a aplicabilidade de utilização dos perfis compostos como ferramenta auxiliar na determinação de idades relativas. É recomendado a utilização de um programa de correlação de curvas para um resultado mais robusto, como o Analyseries 2.0 (Paillard *et al.*, 1996).





Segundos as correlações visuais efetuadas, a base do testemunho **GL-852** se encontra em dentro da biozona V, em ~ 375 ka de acordo com o perfil composto de susceptibilidade magnética (Figura 69), e em ~ 365 ka de acordo o perfil de teor de carbonato de cálcio (Figura 68). A diferença entre as idades encontradas pode ser considerada pequena em função do intervalo de tempo dos que compreende este testemunho (idade base em ~360 mil anos de acordo com modelo de idade a partir de isótopos de oxigênio (Figura 27 - modelo de idade). O alinhamento permite determinar um maior trecho de idade do testemunho em direção à base, que por biozonas somente era possível saber a idade até o limite V/W (~156 ka).

Para o testemunho **GL-854** a base do testemunho se encontra em dentro da biozona T, em ~ 775 ka de acordo com o perfil composto de susceptibilidade magnética (Figura 71), e em ~ 825 ka de acordo o perfil de teor de carbonato de cálcio (Figura 70). A diferença entre as idades encontradas pode ser considerada pequena em função do intervalo de tempo dos que compreende este testemunho (idade base em ~780 mil anos de acordo com modelo de idade a partir de isótopos de oxigênio (Figura 27 - modelo de idade). O alinhamento permite determinar um maior trecho de idade do testemunho em direção à base, que por biozonas somente era possível saber a idade até o limite T/U (~646 ka).





cálcio.













Para o testemunho **GL-1090** a base do testemunho se encontra em dentro da biozona V, em ~ 215 ka de acordo com o perfil composto de susceptibilidade magnética (Figura 72). Este testemunho não apresenta dados de carbonato de cálcio até sua base. A diferença entre as idades encontradas pode ser considerada pequena em função do intervalo de tempo dos que compreende este testemunho (idade base em ~190 mil anos de acordo com modelo de idade a partir de isótopos de oxigênio, (Figura 27 - modelo de idade). O alinhamento permite determinar um maior trecho de idade do testemunho em direção à base, que por biozonas somente era possível saber a idade até o limite V/W (~156 ka).

Para o topo do testemunho **GL-1099**, que se encontra dentro da biozona V, as correlações gráficas sugerem uma idade de aproximadamente 250 ka, alinhando com o perfil de susceptibilidade magnética (Figura 74), e a 275 ka como o perfil de teor de carbonato de cálcio (Figura 73). O alinhamento permite determinar um maior trecho de idade do testemunho em direção ao topo, que por biozonas somente era possível saber a idade do mesmo a partir da idade do limite U/V (~ 499 ka).

Para o topo do testemunho **GL-1102**, que se encontra dentro da biozona V, as correlações gráficas sugerem uma idade de aproximadamente 175 ka, alinhando com o perfil de susceptibilidade magnética (Figura 76), e a 250 ka como o perfil de teor de carbonato de cálcio (Figura 75). O alinhamento permite determinar um maior trecho de idade do testemunho em direção ao topo, que por biozonas somente era possível saber a idade do mesmo a partir da idade do limite U/V (~ 499 ka).




















Em todos os casos as idades relativas estimadas para a base do testemunho através do alinhamento com o perfil composto de susceptibilidade magnética foram menores que as idades relativas obtidas com o alinhamento com o perfil composto de carbonato de cálcio (Tabela 17). Essas diferenças variaram entre 10 ka (GL-852) e 50 ka (GL-854) porém são muito similares às idades obtidas por isótopos de oxigênio (método rotineiro e consagrado para determinação de idades nesta escala de tempo).

	Idade da base		
	por CaCO₃	por susceptibilidade magnética	por isótopos de oxigênio
GL-852	375 ka	365 ka	360 ka
GL-854	825 ka	775 ka	780 ka
GL-1090	х	215 ka	190 ka
	Idade do topo		
	por CaCO₃	por susceptibilidade magnética	por isótopos de oxigênio
GL-1099	275 ka	250 ka	х
GL-1102	205 ka	175 ka	x

Tabela 17: Idades de topo/base dos testemunhos estabelecidas através da correlação gráfica com os perfis compostos de carbonato de cálcio e susceptibilidade magnética e isótopos de oxigênio.

As correlações visuais mencionadas anteriormente reforçam a hipótese de que os perfis compostos de carbonato de cálcio e susceptibilidade magnética podem ser utilizados com confiabilidade como ferramenta auxiliar ao arcabouço bioestratigráfico para determinação de idades relativas de sedimentos marinhos profundos com deposição.

9. Conclusão

A proposta do presente trabalho foi construir um perfil composto, tanto de teor de carbonato de cálcio quanto de susceptibilidade magnética, para o Quaternário na Bacia de Santos que pudesse ser usado como uma ferramenta auxiliar para determinação de datações relativas dos sedimentos.

Inicialmente, depois do estabelecimento do arcabouço bioestratigráfico dos testemunhos foi possível verificar que as variações do teor de carbonato de cálcio e da

susceptibilidade magnética são similares entre testemunhos com a mesma idade, de modo que foi efetuada a construção dos perfis compostos ao longo do dos últimos 1650 ka.

Os métodos desenvolvidos para a construção dos perfis (Método 1 e Método 2) foram eficientes e ambos geraram perfis compostos, tanto para a susceptibilidade magnética, quanto para o carbonato de cálcio onde as variações do teor de carbonato de cálcio foram sincrônicas com as variações da susceptibilidade magnética ao longo do tempo. Dentre os métodos desenvolvidos o Método 1 foi que permitiu um melhor resultado final, criando perfis compostos que mantiveram as principais variações dos parâmetros nos 7 testemunhos utilizados, apesar de alguns erros inerentes ao método, como o "efeito de borda".

Os erros relacionados ao método, bem como a baixa resolução dos dados, que afetam de maneira negativa os perfis compostos criados estão relacionados ao número de testemunhos utilizados ser relativamente pequeno e principalmente ao fato de estes testemunhos não recobrirem o mesmo espaço de tempo. Deste modo, isto ocasionou o que o perfil fosse construído, em alguns trechos, através do empilhamento de somente dois testemunhos. Uma média feita a partir de dois dados, nem sempre revela a realidade do todo em questão.

As variações dos perfis compostos parecem ser regidas pelas alterações climáticas globais, principalmente aos ciclos glaciais e interglaciais, dominantes na escala de tempo dos perfis (últimos 1650 ka). Modificações no aporte de material continental, devido as variações do nível do mar, deve ser o principal fator controlador da alteração dos parâmetros em regiões próximas a costa e a configuração das massas de água pode ser a principal responsável pelas mudanças em testemunhos mais longes da costa. Uma comparação entre os perfis gerados e a curva padrão de isótopos de oxigênio (LR04) foi feita e uma correlação com a mesma foi observada, principalmente para o perfil de carbonato de cálcio. Entretanto essa relação é visível somente para os primeiros 500-600 ka. Por se tratarem de diferentes parâmetros, diferenças entre a curva e os perfis são de esperar, mesmo que estes parâmetros sejam regidos por forçantes climáticas semelhantes. Desse modo, neste intervalo de tempo, as semelhanças com a curva padrão LR04 podem ser usadas como reforço da aplicabilidade dos perfis criados e as diferenças observadas entre 600-1650ka não necessariamente implicam em conclusões negativas quanto a viabilidade da curva, mas ser somente uma diferença temporal de resposta de cada parâmetro ao clima.

Os perfis compostos também foram testados com alguns testemunhos extras, tanto da Bacia de Santos quanto de outras bacias. Os testes realizados mostraram que como o esperado, os perfis só são eficientes, como ferramentas de datação relativa para testemunhos oriundos da Bacia de Santos.

Adicionalmente foi possível estabelecer idades relativas para a base dos testemunhos GL's 852, 854 e 1090 e topos dos testemunhos GL's 1099 e 1102 através da comparação de seus dados individuais de teor de carbonato de cálcio e/ou susceptibilidade magnética com as idades estabelecidas para os picos/cavas dos perfis compostos. Ou seja, foi possível estabelecer idades relativas dos sedimentos com uma melhor precisão do que utilizando somente limites de biozonas do *plexo menardii* como pontos de controle cronoestratigráficos.

10. Referências

Arrhenius, G. (1953). Sediment cores from the East Pacific. GFF, 75(1), 115-118.

- Arz, H. W., Gerhardt, S., Pätzold, J., & Röhl, U. (2001). Millennial-scale changes of surface-and deep-water flow in the western tropical Atlantic linked to Northern Hemisphere high-latitude climate during the Holocene. Geology,29(3), 239-242.
- Balsam, W. (1981). Late Quaternary sedimentation in the western North Atlantic: stratigraphy and paleoceanography. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 35, 215-240.
- Bassinot, F. C., Labeyrie, L. D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N. J., & Lancelot, Y. (1994). The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. Earth and Planetary Science Letters, 126(1-3), 91-108.
- Battaglin, B. B. F. (2018). Dissolução do carbonato na Bacia de Santos durante o último ciclo glacial (150 mil anos): registros micropaleontológicos, geoquímicos e sedimentares (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Berger, W. H. (1968, February). Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation. In Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts (Vol. 15, No. 1, pp. 31-43). Elsevier.
- Berger, W. H., Adelseck, C. G., & Mayer, L. A. (1976). Distribution of carbonate in surface sediments of the Pacific Ocean. Journal of Geophysical Research, 81(15), 2617-2627.
- Berger, W. H., & Vincent, E. (1986). Deep-sea carbonates: reading the carbon-isotope signal. Geologische Rundschau, 75(1), 249-269.

- Bickert, T., Pätzold, J., Samtleben, C., & Munnecke, A. (1997). Paleoenvironmental changes in the Silurian indicated by stable isotopes in brachiopod shells from Gotland, Sweden. Geochimica et cosmochimica Acta,61(13), 2717-2730.
- Biscaye, P. E., Kolla, V., & Turekian, K. K. (1976). Distribution of calcium carbonate in surface sediments of the Atlantic Ocean. Journal of Geophysical Research, 81(15), 2595-2603.
- Bloemendal, J., Liu, X. M., & Rolph, T. C. (1995). Correlation of the magnetic susceptibility stratigraphy of Chinese loess and the marine oxygen isotope record: chronological and palaeoclimatic implications. Earth and Planetary Science Letters, 131(3-4), 371-380.
- Bramlette, M. N., 1961, Pelagic sediments, in Sears, M., Editor, Oceanography: Washington, D. C., Am. Assoc. Adv. Sci. Pub., p. 345-366.
- Broecker, W. S., & Peng, T. H. (1982). Tracers in the Sea.
- Broecker, W. S., & Peng, T. H. (1987). The oceanic salt pump: Does it contribute to the glacial-interglacial difference in atmospheric CO₂ content?. Global biogeochemical cycles, 1(3), 251-259.
- Butler, J. N. (1991). Carbon dioxide equilibria and their applications. CRC Press
- Caddah, L.F.G.; Kowsmann, R.O.; Viana, A.R. (1998). Slope sedimentary facies associated with Pleistocene and Holocene sea-level changes, Campos Basin, southeast Brazilian Margin. SedimentaryGeology, Netherlands, v. 115, p. 159-174.
- Campos, E. J. D. (1996). Penetration of waters from the Brazil-Malvinas confluence region along the South American Continental Shelf up to 23 ° S. Anais Acad Brasileira Ciências, 68(1), 49-58.
- Chang, H. K., Assine, M. L., Corrêa, F. S., Tinen, J. S., Vidal, A. C., &Koike, L. (2008). Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. Revista Brasileira de Geociências, 38(2), 29-46
- Chappell, J., & Shackleton, N. (1986). Oxygen isotopes and sea level. Nature, 324(6093), 137. (citar).
- Ciotti, Á. M., Odebrecht, C., Fillmann, G., & Moller, O. O. (1995). Freshwater outflow and Subtropical Convergence influence on phytoplankton biomass on the southern Brazilian continental shelf. Continental Shelf Research, 15(14), 1737-1756.
- Cirano, M., Mata, M. M., Campos, E. J., & Deiró, N. F. (2006). A circulação oceânica de larga-escala na região oeste do Atlântico Sul com base no modelo de circulação global OCCAM. Revista Brasileira de Geofísica, 24(2), 209-230.
- Clark, P. U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J. D., Rial, J. A., Brovkin, V., ... & Roy, M. (2006). The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and

implications for long-term changes in atmospheric pCO2. Quaternary Science Reviews, 25(23-24), 3150-3184.

- Cobbold, P. R., Meisling, K. E., & Mount, V. S. (2001). Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil.AAPG bulletin, 85(11), 1925-1944.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013; atualizada) The ICS International chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199-204.
- Costa, K. B., Camillo Jr, E., Quadros, J. P., Santarosa, A. C. A., Iwai, F. S., Leipnitz, I. I. & Toledo, F. A. L. (2018). Menardiiform planktonic foraminifera stratigraphy from middle pleistocene to holocene in the western South Atlantic. Revista Brasileira de Paleontologia. Aceito para publicação.
- Curry, W. B., & Lohmann, G. P. (1982). Carbon isotopic changes in benthic foraminifera from the western South Atlantic: Reconstruction of glacial abyssal circulation patterns. Quaternary Research, 18(2), 218-235.
- Curry, W. B., & Oppo, D. W. (2005). Glacial water mass geometry and the distribution of $\delta 13C$ of $\Sigma CO2$ in the western Atlantic Ocean. Paleoceanography, 20(1).
- Damuth, J. E. (1975, November). Quaternary climate change as revealed by calcium carbonate fluctuations in western Equatorial Atlantic sediments. In Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts (Vol. 22, No. 11, pp. 725-743). Elsevier.
- Dittert, N., Baumann, K. H., Bickert, T., Henrich, R., Huber, R., Kinkel, H., & Meggers, H. (1999). Carbonate dissolution in the deep-sea: methods, quantification and paleoceanographic application. In Use of proxies in paleoceanography (pp. 255-284). Springer Berlin Heidelberg.
- Droxler, A. W., Schlager, W., & Whallon, C. C. (1983). Quaternary aragonite cycles and oxygen-isotope record in Bahamian carbonate ooze. Geology,11(4), 235-239.
- Droxler, A. W., Haddad, G. A., Mucciarone, D. A., & Cullen, J. L. (1990). Pliocene– Pleistocene aragonite cyclic variations in Holes 714A and 716B (the Maldives) compared with Hole 633A (the Bahamas): records of climate-induced CaCO3 preservation at intermediate water depths. In Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results (Vol. 115, pp. 539-577).
- Dunlop, D. J., & Ozdemir, O. (1997). Rock Magnetism, 573 pp.
- Ellwood, B. B., Crick, R. E., Hassani, A. E., Benoist, S. L., & Young, R. H. (2000). Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks: detrital input versus carbonate productivity. Geology, 28(12), 1135-1138.
- Ellwood, B. B., Balsam, W. L., & Roberts, H. H. (2006). Gulf of Mexico sediment sources and sediment transport trends from magnetic susceptibility measurements of surface samples. Marine Geology, 230(3-4), 237-248.

- Ellwood, B. B., Tomkin, J. H., Richards, B. C., Benoist, S. L., & Lambert, L. L. (2007).
 MSEC data sets record glacially driven cyclicity: examples from the Arrow Canyon Mississippian–Pennsylvanian GSSP and associated sections. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 255(3-4), 377-390.
- Emílsson, I. (1961). The shelf and coastal waters off southern Brazil. Boletim do Instituto Oceanográfico, 11(2), 101-112.
- Ericson, D. B., & Wollin, G. (1956). Micropaleontological and isotopic determinations of Pleistocene climates. Micropaleontology, 257-270.
- Ericson, D. B., & Wollin, G. (1968). Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments. Science, 162(3859), 1227-1234.
- Ferreira, F., Leipnitz, I. I., Vicalvi, M. A., & Sanjinés, A. E. S. (2012). Zoneamento paleoclimático do Quaternário da Bacia de Santos com base em foraminíferos planctônicos. Revista Brasileira de Paleontologia, 15(2), 173-188.
- Farrell, J. W., & Prell, W. L. (1989). Climatic change and CaCO₃ preservation: an 800,000-year bathymetric reconstruction from the central equatorial Pacific Ocean. Paleoceanography, 4(4), 447-466.
- Fernandes, B. B. (2010). Variações do conteúdo de carbonato em estudos paleoceanográficos: um exemplo na Bacia de Campos (Dissertação de mestrado, Universidade de São Paulo).
- Gardner, J. V. (1975). Late Pleistocene carbonate dissolution cycles in the eastern equatorial Atlantic. In Dissolution of Deep-Sea Carbonates (Vol. 13, pp. 129-141). Cushman Found
- Gonzales, M. V., De Almeida, F. K., Costa, K. B., Santarosa, A. C. A., Camillo Jr, E., De Quadros, J. P., & Toledo, F. A. (2017). HelP index: Hoeglundina elegans preservation index for marine sediments in the western South Atlantic. Journal of Foraminiferal Research, 47(1), 56-69.
- Grützner, J., Giosan, L., Franz, S. O., Tiedemann, R., Cortijo, E., Chaisson, W. P., ... & Rio, D. (2002). Astronomical age models for Pleistocene drift sediments from the western North Atlantic (ODP Sites 1055–1063). Marine Geology, 189(1), 5-23.
- Haddad, G. A. (1986). A study of carbonate dissolution, stable isotope chemistry and minor element composition of pteropods and forams deposited in the Northwest Providence Channel, Bahamas during the past 500,000 years.
- 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.

- Hammer, Ø., Harper, D. A. T., & Ryan, P. D. (2001). PAST-Palaeontological statistics. www. uv. es/~ pardomv/pe/2001_1/past/pastprog/past. pdf, acessado em, 25(07), 2009.
- Hays, J. A. M. E. S., Saito, T., D Opdyke, N. E. I. L., & Burckle, L. H. (1969). Pliocene-Pleistocene sediments of the equatorial Pacific: their paleomagnetic, biostratigraphic, and climatic record. Geological Society of America Bulletin, 80(8), 1481-1514.
- Hays, J. D., Imbrie, J., & Shackleton, N. J. (1976, December). Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. Washington, DC: American Association for the Advancement of Science.
- Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. Quaternary research, 29(2), 142-152.
- Hirama, M. V. Estimativas da variação de produtividade superficial na porção central da Bacia de Santos desde o último período glacial com base na associação de cocolitoforídeos (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Horn Filho, N. O., Schmidt, A. D., Benedet, C., Neves, J., Pimenta, L. H. F., Paquette, M., ... & Santos, C. G. (2014). Estudo Geológico dos Depósitos Clásticos Quaternários Superficiais da Planície Costeira de Santa Catarina, Brasil. Gravel, 12(1), 41-107.
- Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., ... & Shackleton, N. J. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine d¹⁸O record.
- Karner, D. B., Levine, J., Medeiros, B. P., & Muller, R. A. (2002). Constructing a stacked benthic δ^{18} O record. Paleoceanography, 17(3), 2-1.
- Kent, D. V. (1982). Apparent correlation of palaeomagnetic intensity and climatic records in deep-sea sediments.
- Köhler, P., & Bintanja, R. (2008). The carbon cycle during the mid Pleistocene transition: The Southern Ocean decoupling hypothesis. Climate of the Past, 4, 311-332.
- Kolla, V., Henderson, L., & Biscaye, P. E. (1976, October). Clay mineralogy and sedimentation in the western Indian Ocean. In Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts (Vol. 23, No. 10, pp. 949-961). Elsevier.
- Kowsmann, R.O.; Silva, D.B.; Giacomel, R.S.; Vicalvi, M.A. (2008). Description and Dating of Jumbo Piston Cores from Pa-Sps-50 (Block Bm-S-09), Santos Basin (Fugro Explorer Campaign 2007). RtGsep 014/08. 20p.
- Langereis CG, Dekkers MJ (1999) Magnetic cyclostratigraphy: High-resolution dating in and beyond the Quaternary and analysis of periodic changes in diagenesis and

sedimentary magnetism. In: B.A.Maherand R. Thompson (eds) Quaternary Climates, Environments and Magnetism. Cambridge Univ Press pp 138-158

- Lisiecki, L. E., & Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ18O records. Paleoceanography, 20(1).
- Lécuyer, C., & Allemand, P. (1999). Modelling of the oxygen isotope evolution of seawater: implications for the climate interpretation of the δ 180 of marine sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(3-4), 351-361.
- Leão, B. E. P. (2015). <u>Bioestratigrafia com base em foraminíferos planctônicos em um testemunho na Bacia de Santos.</u> Trabalho de graduação apresentado ao curso de bacharelado de Oceanografia do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia, aprovado em 09.12.2015.
- Mahiques, M. M., da Silveira, I. C. A., e Sousa, S. H. D. M., & Rodrigues, M. (2002). Post-LGM sedimentation on the outer shelf–upper slope of the northernmost part of the São Paulo Bight, southeastern Brazil. Marine Geology, 181(4), 387-400.
- Mahiques, M. M., Tessler, M. G., Ciotti, A. M., da Silveira, I. C. A., e Sousa, S. H. D. M., Figueira, R. C. L., ...&Passos, R. F. (2004). Hydrodynamically driven patterns of recent sedimentation in the shelf and upper slope off Southeast Brazil. Continental Shelf Research, 24(15), 1685-1697.
- Martin, R. E., Neff, E. D., Johnson, G. W., & Krantz, D. E. (1993). Biostratigraphic expression of Pleistocene sequence boundaries, Gulf of Mexico. Palaios, 155-171.
- Martinez, J. I., Mora, G., & Barrows, T. T. (2007). Paleoceanographic conditions in the western Caribbean Sea for the last 560 kyr as inferred from planktonic foraminifera. Marine Micropaleontology, 64(3-4), 177-188.
- Mayer, L. A. (1979). Deep sea carbonates: acoustic, physical, and stratigraphic properties. Journal of Sedimentary Research, 49(3).
- Miranda, L. O. S. (1970). Geologia das bacias na plataforma sul brasileira. In SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Brasília, Anais (Vol. 24, pp. 129-140).
- Metcalfe, B., Feldmeijer, W., & Ganssen, G. M. (2019). Oxygen isotope variability of planktonic foraminifera provide clues to past upper ocean seasonal variability. Paleoceanography and Paleoclimatology
- Modica, C. J., & Brush, E. R. (2004). Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. AAPG bulletin, 88(7), 923-945.
- Mohriak, W. U., Macedo, J. M., Castellani, R. T., Rangel, H. D., Barros, A. Z. N., Latgé, M. A. L., ... & Aires, J. R. (1995). Salt tectonics and structural styles in the deepwater province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil.

- Moreira, J. L. P. *et al.*, (2007). Bacia de Santos. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 531-549, maio/nov.
- Moreira, J., Esteves, C., Rodrigues, J., & Vasconcelos, C. (2005). Magmatismo, sedimentação e estratigrafia da porção norte da Bacia de Santos. Boletim de Geociências Petrobras. 14. 161-170.
- Muscheler, R., Kromer, B., Björck, S., Svensson, A., Friedrich, M., Kaiser, K. F., & Southon, J. (2008). Tree rings and ice cores reveal 14 C calibration uncertainties during the Younger Dryas. Nature Geoscience, 1(4), 263.
- Ortiz, M., & Pandolfi, A. (1999). Caltech ASCI technical report 090. Int. J. Numer. Methods Eng., 44.
- Paillard, D., Labeyrie, L., & Yiou, P. (1996). Macintosh program performs time-series analysis. Eos, Transactions American Geophysical Union, 77(39), 379-379.
- Peterson, L. C., & Prell, W. L. (1985). Carbonate dissolution in recent sediments of the eastern equatorial Indian Ocean: preservation patterns and carbonate loss above the lysocline. Marine Geology, 64(3-4), 259-290.
- Petri, S., & Suguio, K. (1971). Exemplo de trabalho do mar no litoral sul do Brasil. Notic. geomorfol, 11(21), 61-66.
- Petri, S., & Suguio, K. (1973). Stratigraphy of the Iguape-Cananéia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo State-Brazil: part II: heavy minerals studies, microorganisms inventories and stratigraphical interpretations. Boletim IG, 4, 71-85.
- Petró, S. M., Pivel, M. A. G., & Coimbra, J. C. (2016). Implicações da dissolução de CaCO3 pelágico para reconstruções paleoceanográficas do Quaternário. Quaternary and Environmental Geosciences, 7(1-2).
- Phleger, F. B. (1976). Benthic Foraminifera as indicators of organic production in marginal marine areas. In 1st International Symposium on Benthic Foraminifera of Continental Margins, Part A: Ecology and Biology, Maritime Sediments Special Publication (Vol. 1, pp. 107-117).
- Piola, A. R., Campos, E. J., Möller, O. O., Charo, M., & Martinez, C. (2000). Subtropical shelf front off eastern South America. Journal of Geophysical Research: Oceans, 105(C3), 6565-6578.
- Poli, M. S., Thunell, R. C., & Rio, D. (2000). Millennial-scale changes in North Atlantic Deep Water circulation during marine isotope stages 11 and 12: Linkage to Antarctic climate. Geology, 28(9), 807-810.
- Prell, W. L., & Damuth, J. E. (1978). The climate-related diachronous disappearance of Pulleniatina obliquiloculata in late Quaternary sediments of the Atlantic and Caribbean. Marine Micropaleontology, 3(3), 267-277.

- Prell, W. L., Imbrie, J., Martinson, D. G., Morley, J. J., Pisias, N. G., Shackleton, N. J., & Streeter, H. F. (1986). Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the late Quaternary. Paleoceanography,1(2), 137-162.
- Rahmstorf, S. (2002). Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. Nature, 419(6903), 207.
- Ruddiman, W. F., & Heezen, B. C. (1967, December). Differential solution of planktonic foraminifera. In Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts (Vol. 14, No. 6, pp. 801-808). Elsevier.
- Ruddiman, W. F., & McIntyre, A. (1976). Northeast Atlantic paleoclimatic changes over the past 600,000 years. Geol. Soc. Am. Mem, 145, 111-146.
- Ruddiman, W. F., & McIntyre, A. (1979). Warmth of the subpolar North Atlantic Ocean during Northern Hemisphere ice-sheet growth. Science, 204(4389), 173-175.

Salgado-Labouriau, M. L. (1994). História ecológica da Terra. Edgard Blücher.

- Sanjinés, A. E. S., Strohschoen Jr, O., & Vilela, C. G. (2003). Bioestratigrafia de testemunhos a pistão do talude da Bacia de Campos, RJ, com base em foraminíferos planctônicos. In IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, II Congresso do Quaternário de Países de Línguas Ibéricas e II Congresso sobre Planejamento e Gestão da Zona Costeira dos Países de Expressão Portuguesa (p. 158).
- Santos, T. P., Lessa, D. O., Venancio, I. M., Chiessi, C. M., Mulitza, S., Kuhnert, H., ... & Dias, B. B. (2017). Prolonged warming of the Brazil Current precedes deglaciations. Earth and Planetary Science Letters, 463, 1-12.
- Silveira, I. C. A. D., Schmidt, A. C. K., Campos, E. J. D., Godoi, S. S. D., & Ikeda, Y. (2000). A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. RevistaBrasileira de Oceanografia, 48(2), 171-183.
- Silveira, I. C. A., Neto, H. F., Costa, T. P., Schmidt, A. C. K., Pereira, A. F., de Castro Filho, B. M., ... & Grossmann-Matheson, G. S. (2016). Caracterização da oceanografia física do talude continental e região oceânica da Bacia de Campos. In Meteorologia e Oceanografia (pp. 135-189).
- Schmieder, F., von Dobeneck, T., & Bleil, U. (2000). The Mid-Pleistocene climate transition as documented in the deep South Atlantic Ocean: initiation, interim state and terminal event. Earth and Planetary Science Letters, 179(3), 539-549.
- Schmieder, F. (2003). Magnetic signals in Plio-Pleistocene sediments of the South Atlantic: chronostratigraphic usability and paleoceanographic implications. In the South Atlantic in the Late Quaternary (pp. 261-277). Springer Berlin Heidelberg.
- Schott, D. W. (1935). Die Sedimente des aquatorialen atlantischen Ozeans I Lieferung.B. Die Foraminiferen in dem aquatorialen Teil des atlantischen Ozeans. W. de Gruyter.

- Shackleton, N. J., Hall, M. A., & Boersma, A. (1984). Oxygen and carbon isotope data from Leg-74 foraminifers. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 74(MAR), 599-612.
- Shackleton, N. J., Berger, A., & Peltier, W. R. (1990). An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences,81(04), 251-261.
- Shackleton, N. J., Crowhurst, S., Hagelberg, T., Pisias, N. G., & Schneider, D. A. (1995). A new late Neogene time scale: application to Leg 138 sites. InProc.ODP, Sci. Results (Vol. 138, pp. 73-101).
- Souza, C. R. de G. (Ed.). (2005). Quaternário do Brasil. Holos Editora.
- Stein, R. (1991). Accumulation of organic carbon in marine sediments (Doctoral dissertation, Universität Giessen).
- Stramma, L., & England, M. (1999). On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. Journal of Geophysical Research-Oceans, 104, 20863-20833.
- Suguio, K., & Petri, S. (1973). Stratigraphy of the Iguapé-Cananéia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo State, Brazil: part I: field observations and grain size analysis. Boletim IG, 4, 01-20.
- Suguio, K. (1998). Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins. Brasil.
- Suguio, K. (2017). Geologia do Quaternário e mudanças ambientais. Oficina de Textos.
- Sundquist, E. T., & Broecker, W. S. (1985). Carbon cycle and atmospheric CO/sub 2: natural variations archean to present; proceedings of the Chapman Conference on Natural Variations in Carbon Dioxide and the Carbon Cycle, Tarpon Springs, FL, January 9-13, 1984 (No. CONF-840181-). American Geophysical Union, Washington, DC.
- Sverdrup, H. U., Johnson, M. W., & Fleming, R. H. (1942). The Oceans: Their physics, chemistry, and general biology (Vol. 7). New York: Prentice-Hall.
- Tessler, M. G. (1988). Dinâmica sedimentar quaternária no litoral sul paulista (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Toledo, F. A., Quadros, J. P., Camillo Jr, 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.
- Tomazella, M. O. (2016). <u>Avaliação dos fatores que controlam as variações do teor de</u> <u>carbonato ao longo dos últimos 1</u>. (Monografia de Bacharelado, Universidade de São Paulo).

- Thompson, R., & Oldfield, F. (1986). 1986: Environmental magnetism. London: Allen and Unwin.
- Van Andel, T. H., Thiede, J., Sclater, J. G., & Hay, W. W. (1977). Depositional history of the South Atlantic Ocean during the last 125 million years. The Journal of Geology, 85(6), 651-698.
- Van Andel, T.A. (1992). News views on an old planet. Cambridge: Cambridge University Press.
- 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. Anu. Inst. Geocienc, 22, 117-119.
- Vicalvi, M. A. (2009). Distribuição estratigráfica quantitativa de foraminíferos planctônicos no quaternário da margem continental do sudeste brasileiro. Petrobrás. Relatório Interno RT BPA 004/09, 12p.
- Volat, J. L., Pastouret, L., & Vergnaud-Grazzini, C. (1980). Dissolution and carbonate fluctuations in Pleistocene deep-sea cores: a review. Marine Geology, 34(1-2), 1-28.
- Von Dobeneck, T., & Schmieder, F. (1999). Using rock magnetic *proxy* records for orbital tuning and extended time series analyses into the super-and sub-Milankovitch bands. In Use of proxies in paleoceanography (pp. 601-633). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Weedon, G. P., Jenkyns, H. C., Coe, A. L., & Hesselbo, S. P. (1999). Astronomical calibration of the Jurassic time-scale from cyclostratigraphy in British mudrock formations. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 357(1757), 1787-1813.
- Wise, S. (1978). Calcite compensation depth. In Sedimentology (pp. 137-138). Springer Netherlands.
- Wu, G., & Berger, W. H. (1989). Planktonic foraminifera: Differential dissolution and the Quaternary stable isotope record in the west equatorial Pacific. Paleoceanography, 4(2), 181-198.

Zeebe, R. E., & Wolf-Gladrow, D. A. (2001). CO₂ in seawater: equilibrium, kinetics, isotopes (No. 65). Gulf Professional Publishing.